

岩石礦物礦床學

第十卷 第四號

(昭和八年十月號)

研究報文

- 峰寺山產球顆岩石の岩石學的性質……………理學士 吉 木 文 平
津輕、松前地方油田下部層の堆積學的考察
(第一報)……………理學士 八 木 次 男
峰寺山產球顆岩の化學的研究(概報)……………理學士 河 野 義 禮

研究短報文

- 生野礦山產斑銅礦の顯微鏡的觀察……………理學士 中 野 長 俊

評論及雜錄

- カオリン礬土珪酸物とその發色團機能(2) ……理學博士 高 橋 純 一

抄 錄

- | | | |
|---------|------------------------|------|
| 礦物學及結晶學 | 結晶構造と重屈折との關係 | 外5件 |
| 岩石學及火山學 | Myrmekite の異例と其成因 | 外5件 |
| 金屬礦床學 | 礦石の研究に film method の適用 | 外15件 |
| 石油礦床學 | 火山岩の油田 | 外4件 |
| 石 炭 | 瀝青炭の粘結、膨脹兩性質に屬する問題に就て | 外4件 |
| 參 考 化 學 | 金の中に擴散する銅の速度 | 外1件 |

會報及雜報

東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

The Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

President.

Shukusuké Kôzu (Editor in Chief), Professor at Tôhoku Imperial University.

Secretaries.

Manjirô Watanabé (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Junichi Takahashi (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Seitarô Tsuboi (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.

Assistant Secretary.

Bumpei Yoshiki, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

Treasurer.

Katsutoshi Takané, Assistant at Tôhoku Imperial University.

Librarian.

Kenjirô Katô, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

Members of the Council.

Nobuyo Fukuchi, Ex-Chief Economic Geologist of Furukawa Mining Co.

Takeshi Hirabayashi, Professor at Tôkyô Imperial University.

Viscount Masaaki Hoshina, Member of Diet.

Tsunenaka Iki, Professor at Tôkyô Imperial University.

Kinosuke Inouye, Ex-President of Ryojun College of Engineering.

Tomimatsu Ishihara, Professor at Tôhoku Imperial University.

Nobuyasu Kanehara, Director of Imperial Geological Survey of Japan.

Ryôhei Katayama, Chief Economic Geologist of Nippon Mining Co.

Takeo Katô, Professor at Tôkyô Imperial University.

Shukusuké Kôzu, Professor at Tôhoku Imperial University.

Utsumi Matsubara, Professor at Kyôto Imperial University.

Tadaichi Matsumoto, Professor at Kyûshû Imperial University.

Motonori Matsuyama, Professor at Kyôto Imperial University.

Shintarô Nakamura, Professor at Kyôto Imperial University.

Seijirô Noda, General Manager of Asô Co.

Takuji Ogawa, Professor Emeritus at Kyôto Imperial University.

Yoshichika Oinouye, Chief Geologist of Imperial Geological Survey of Japan.

Ichizô Omura, Chief Economic Geologist of Nippon Oil Co.

Veijirô Sagawa, Chief Economic Geologist of Mitsui Mining Co.

Toshitsuna Sasaki, General Secretary of Furukawa Mining Co.

Isudzu Sugimoto, General Manager of Furukawa Mining Co.

Junichi Takahashi, Professor at Tôhoku Imperial University.

Korehiko Takenouchi, President of Nippon Mining Co.

Hidezô Tanakadatê, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

Shigeyasu Tokunaga, Professor at Waseda University.

Vaichirô Wakabayashi, Ex-Chief Mining Engineer of Mitsubishi Mining Co.

Manjirô Watanabé, Professor at Tôhoku Imperial University.

Mitsuo Yamada, Professor at Tôhoku Imperial University.

Abstractors.

Kenjirô Katô

Osatoshi Nakano,

Junichi Takahashi,

Junichi Ueda,

Bumpei Yoshiki.

Yoshinori Kawano,

Tadahiro Nemoto,

Katsutoshi Takané,

Manjirô Watanabé,

Rensaku Suzuki,

Kunikatsu Seto,

Shizuo Tsurumi,

Shinroku Watanabé

Tsugio Yagi,

岩石礦物礦床學

第十卷第四號

昭和八年十月一日

研 究 報 文

峰寺山産球顆岩石の岩石學的性質(1)

理學士 吉 木 文 平

目 次

緒 言

I 球顆岩石(orbicular rock)

A 球 顆(ball)

(1) 片狀内核(schistose nucleus)

(2) 堇青石質外殼(cordierite shell)

B 充填岩(matrix)

II 斑狀花崗岩

III 粘 板 岩

緒 言

峰寺山産球顆岩石は神津教授によりて永年考察され居たる問題にして、本邦他産地の球顆岩石とはその成因上全く別個のものたるを指摘せられ、現場の觀察と共に實驗室内の研究も着々進行しつつあり。その研究中余は本岩の物理的方面を擔當し曩に本岩の成因上並に構造上區別さるべき部分の分量比を測定してその結果は既に本誌上¹⁾に發表せり。茲には其後の研究

1) 吉木文平, 岩石礦物礦床學, 9, 195~204, 昭和8年.

にかゝる顯微鏡的觀察の結果を報告せんとす。

又當教室河野學士は本岩の化學的性質の研究を分擔せられ、既にその大要を終られ概報として本誌上に發表せらるゝに至りたれば本報告と共に相對照して閱讀せられんことを希望す。

本岩の研究は永年神津教授の考察し居られたる諸問題を部分的に分擔して研究せるものにして全般に亘りては同教授の御指導に據るは勿論、細論に入りても他の諸氏の研究と關聯して同教授の御教示に負ふ所多し、謹みて深謝の意を表す。

I 球顆岩石(orbicular rock)

球顆岩石は ball と matrix とより成り(第一圖參照), その混比は 65.28 : 34.72 in wt. % とす。次に ball 及び matrix の岩石學的性質を記載せんとす。

A 球 顆 (ball)

球顆の形態は稍扁平なる球體或は橢圓體を呈し、その大きさは長徑約 5~9 cm, 短徑約 3~5 cm あり。この ball と matrix とは色彩及び構造の相違によりその境界は肉眼的に判然と認めらる。球顆は更に厚さ 1.5~3.0 cm の堇青石を主とする外殻(shell)と黒雲母を主とする内核(mcclellens)との兩部より成り、その混比は分離實驗の結果によれば次の如し。

light colored zone : black schistose nucleus = 92.90 : 7.10 in wt. %.

(1) 片狀内核 (schistose nucleus)

内核の形狀は大概片理に平行に稍々扁平なる片狀塊をなし、球顆の外形に應じて大小あれども、その大きさは普通長さ 3~5 cm, 厚さ 1.0~1.5 cm とす。この内核には相當量の白色礦物を混在するものあれども、概して暗黒色にして片理構造を呈す(第二圖參照)。白色礦物と黒雲母との混合割合は個々の内核により一様ならず、今重液を以て分離實驗を行ひたる 2 例を見

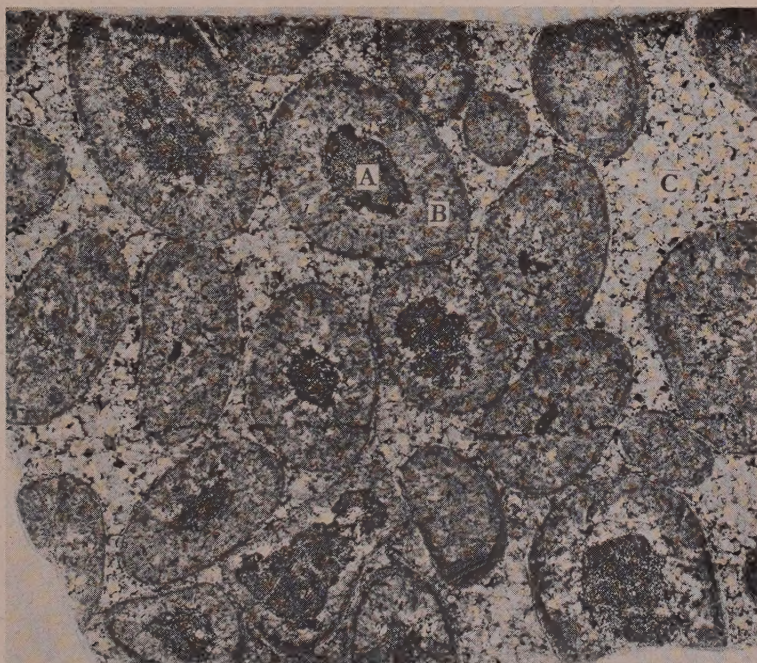
1) 河野義禮, 岩石礦物礦床學, 10, 152~164, 昭和 8 年.

るに白色礦物(oligoclase)は 15.97% 或は 35.96%と言ふ著しき相違を示す。

(河野學士が 16 個の内核に就き化學分析の結果より)この内核には構成礦物によ

り次の二種類あり。

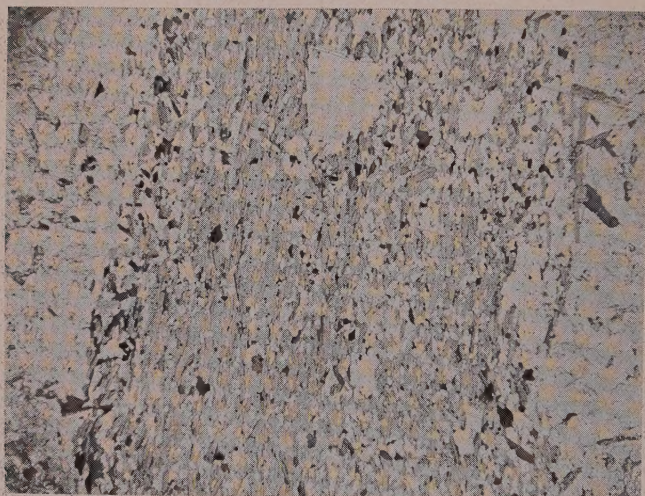
第 一 圖



球狀岩石の研磨面を $\frac{1}{2}$ に縮寫せるものにして、A は球の内核にして主として黒雲母及びオリゴクレスより成り、B は球の外帯にして主として堇青石より成り、C は充填岩 (Matrix) にして外觀花崗岩に似たるも 81 % の珪酸を有す。

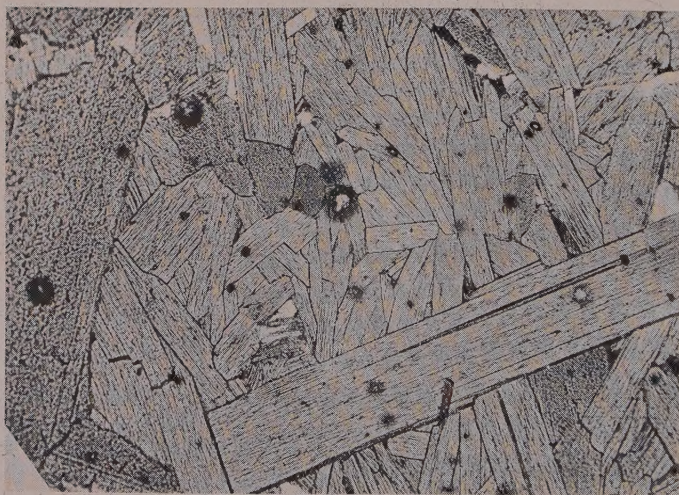
第一型 多くの内核は之に 屬し、その主要礦物成分は黒雲母及びオリゴクレスなり。黒雲母は其大部分を占め、底面に略平行して集合し片理狀構造を呈す。黒雲母の間隙には粒狀オリゴクレスが散點し、或は集合せる場合には粒狀構造を示す部分あり。副成分として多數のジルコン微晶を有し、大概は黒雲母中に包裹せられその周囲には多色性暈輪を呈す(第三圖

第 二 圖



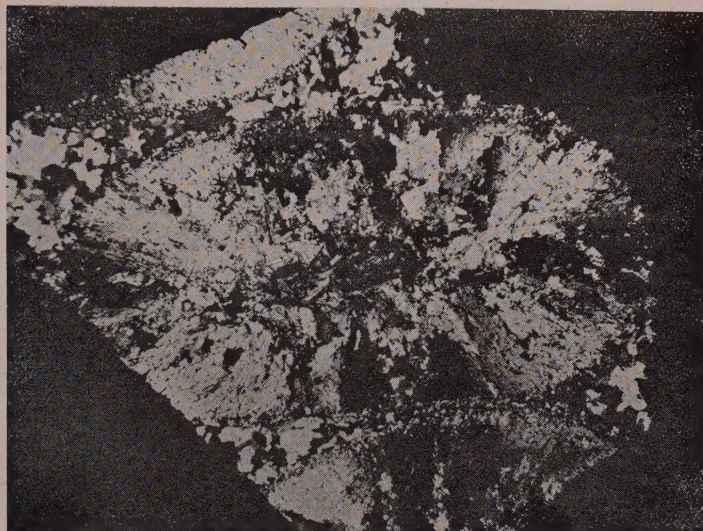
球の内核と外殻の一部を5倍に擴大せる顯微鏡
寫眞にして内核は主として黑雲母及びオリゴク
レースより成り、其混比は約63:32%なり。

第 三 圖



球の内核黑雲母の部分を一層擴大(37倍)せるも
のにして黑雲母中のジルコンの放射能によりて
生じたる暈輪を示す。

第 四 圖



一個の球と充填岩(Matrix)の一部とを直交ニコ
ルの下に於て撮影せるものにして、球の外帯を
なす堇青石の放射狀排列を示す。(×1)

参照)。猶少量の白雲母を交へ、稀に燐灰石を含む。

内核が堇青石を主とする 外殻に接近するや、黒雲母及 オリゴクレースの
密集體は相離開してその間隙には石英の發達を見る。往々この間填石英は
大なる個體をなし、多數の 黒雲母及び斜長石を 包圍してボーキリチック構
造を呈し、同時にこの 石英は外殻の領域へも擴がり 事實上内核と外殻との
接續帶を形成せるものあり。

次に構成礦物の性質に就き述べべし。

黒雲母 外廓の發達は不完全なれども徑約 1~2 mm の板狀結晶をなし、
時に 5 mm に達す。本雲母は一般に新鮮にして第一表の如き光學性質を有
す。包裹物として多數のジルコン微晶を含み、屢々長さ 0.12 mm に及ぶ比
較的粗晶あり。これらジルコンの周圍には多色性の強き暈輪が甚だよく發

第 一 表

| 黒雲母 | 暈輪部 |
|---|--|
| $\alpha=1.578$ $\beta=1.630$ $\gamma=1.633$ $2E=11^{\circ}30'$ $X=\text{pale brown}$ $Y=Z=\text{brown}$ $X<Y=Z$ | $\alpha=\dots\dots$ $\beta=1.693$ $\gamma=1.703$ $X=\text{pale yellowish brown}$ $Y=Z=\text{black}$ $X<Y=Z$ |

達せり。この暈輪は單輪より成り、

その距離(暈輪の半径よりジルコン粒の半径を減じたる長さ)は約 0.039 mm にして、Hövermann¹⁾の研究によれば黒雲母に於けるこの距離(Rechweite)は ThC の放射線によるものの如し。暈輪の部分は光學性質上に

大なる變化を呈し、その結果は第一表に見るが如く屈折率は著しく高くなり同時に多色性も亦一層強烈となれり。

斜長石 半自形の粒狀を呈するもの多く、その大き 0.15~0.35 mm なり。消光狀態より見るに結晶の外縁には微かに累帶構造を呈するものあり、双晶を見ざるを以て一見石英に類似すれども、その屈折率は

$$\alpha'=1.539, \gamma'=1.546$$

にして石英より低く、その成分は An 20% に該當しオリゴクレースに屬す。

第二型 本類に屬する内核は前者より一層顯著なる片理構造を呈し、構成礦物として黒雲母、オリゴクレースの外に珪線石及び白雲母を有す。後の2礦物は黒雲母と共に密接なる共生關係を示し片理狀に發達せり。黒雲母及びオリゴクレースの狀態並に性質は前述のものと同様なれども、特に斜長石の集合し粒狀構造を呈する部分あり。次に主要礦物の性質を述べんも、黒雲母は既述のものと同様なるを以て茲には省略す。

斜長石 黒雲母と混在し時に本礦に富む集合部あり。結晶は稍粗粒にして 0.25~0.50 mm あり。累帶構造は僅かに認め得るか或は殆んど無き程度なれども、聚片双晶は明かに存す。劈開片に就き測定せる屈折率は

1) J. Hövermann, Neues JB, BBd., 34, 321~400, (1912).

$$\alpha' = 1.541, \gamma' = 1.548$$

にしてその成分は An 24%に相當し、亦オリゴクレースに屬するも、前述のものに比して多少基性の傾あり。

珪線石 纖維狀の微晶聚合體をなし、略片理に沿ひ叢生せり。密集部の外縁には少々大なる個體の針狀結晶が發達し、黑雲母、白雲母及びオリゴクレース等の諸結晶中を貫徹して群生せり。

本珪線石は無色微針狀を普通とするも、稀には巾 0.03 mm に及び柱面の發達良好なる長柱狀晶あり、劈開をも認るを得べし。直消光を呈し、光學位は $c//Z$ なり。浸液法により測定せる本礦の屈折率は第二表の如くにして、

第 二 表

¹⁾ Melczer の測定せる Ceylon

| 産 地 | α | β | γ | $\gamma - \alpha$ |
|--------|----------|---------|----------|-------------------|
| 峰寺山 | 1.654 | | 1.675 | 0.021 |
| Ceylon | 1.6561 | 1.6577 | 1.6766 | 0.0204 |

産のものと殆んど近似せり。

²⁾ Bowen によれば珪線石は固

溶體として $Fe_2O_3 + TiO_2$ を含有するに従ひ漸次褐色となり屈折率を増加する關係あり。こゝに記載せる珪線石は無色にして且屈折率も最も低き種類に屬するを以て純珪線石と考へらる。

白雲母 本礦は第一型内核には黑雲母と夾雜して少量含まれたりしが、珪線石と隨伴する場合には之と共生して稍多量に發達せり。中には大なる單晶が珪線石集合部の matrix をなして存する場合屢々あり。この白雲母中には多數の黑雲母片を有し、或は之を交代せるが加基狀態を呈し、白雲母は黑雲母より後期の成生になるを推定せしむ。(未完)

1) G. Melczer, Z. X., 33, 257, (1900).

2) N. L. Bowen, J. W. Greig, E. G. Zies, J. Wash. Acad. Sci., 14, 183, (1924).

津輕、松前地方油田下部層の堆積學的考察(第一報)(2)

津輕松前地方油田下部の綠色凝灰岩

理 學 士 八 木 次 男

(B) 中部綠色凝灰岩層

(5) 中部礫基性凝灰岩 この綠色凝灰岩層と下部綠色凝灰岩層との關係は前述の如く、明瞭ではないが種々なる點より不整合の存在を推定する事が出来る。本凝灰岩層の下部は安山岩の角礫又は圓礫を多量に含有する角礫質凝灰岩にして漸次上部になるに従つて小礫となり、15 米にして凝灰岩に移過する。而して下部凝灰岩層は一般に層理の發達が良好ならず、且つ結晶質乃至硬質綠色凝灰岩なるに反し、中部凝灰岩なる本岩及びこの上部の凝灰岩は稍明瞭なる層理を示し、軟質にして且つ炭質物を含有するものである。

本岩は軟質の灰綠色凝灰岩にして屢々炭質物を含有し、浮石片、噴出岩片及び古期岩片を有して居り、肉眼的礦物は長石を主とし、他の有色礦物は極めて少量である。

顯微鏡下にては、微細なる海綿骨針狀玻璃を基質物とし、針長石の斑晶が最も多く、輝石、石英其他古期岩片なる珪岩、頁岩を混有し、稍多量の噴出岩片を挾有して居る。(第三圖 A)

長石は自形を有するものが存在するも其量は極めて少く、多くは 0.7 mm 程度の破片狀のものである。一般にアルバイト式の聚片雙晶をなし、稀にカルスバッド式のものもある。帶狀構造の發達は前者(4)と比較するときは著しく不良にて、其量は 1/5 以下である。包裹物は極めて少く、磁鐵礦桿狀結晶の燐灰石である。長石の劈開面上に於ける屈折率は $\alpha' 1.550$ $\gamma' 1.559$

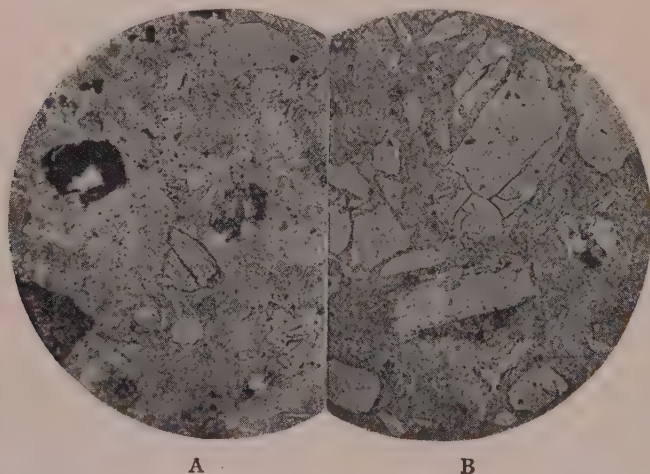
第 一 表

| | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-------|-------------------------------------|---------------------------------|-------------------------------|---------------------------------|------------------------------|
| 肉眼的特徴 | 帶褐綠色の緻密なる石質凝灰岩に多量の有す。物は褐色を呈す。 | 暗灰色の緻密なる石質凝灰岩に多量の有す。物は褐色を呈す。 | 硬質なるも稍粗糲にして暗緑色を呈し、頁岩を多量に挟有す。 | 軟質粗糲にして灰緑色を呈し、頁岩を多量に挟有す。 | 軟質粗糲の淡色の石質凝灰岩に多量の有す。物は褐色を呈す。 |
| 長 石 | Ab 52 An 48 帶狀構造の發達不良 | | Ab 58 An 42 帶狀構造の發達良好 | Ab 56 An 44 帶狀構造の發達稍良 | Ab 69 An 31 帶狀構造の發達不良 |
| 角 閃 石 | 普通 1~2mm の柱狀結晶多量に存す。 | 無 し | 無 し | 無 し | 無 し |
| 輝 石 | 殆ど無し | 殆ど無し | 兩輝石存するも普通輝石多し。 | 普通輝石少量に存す。 | 殆ど無し |
| 石 英 | 殆ど無し | 殆ど無し | 縫合狀集合の微粒の少量。 | 圓形稜角形をなして少量に存す。 | 不規則なる形をなして少量に存す。 |
| 雲 母 | 殆ど無し | 殆ど無し | 黑雲母少量に存す。 | 殆ど無し | 無 し |
| 磁 鐵 礦 | 長石角閃石の包裹物として又石基中に自形をなして存す。 | 微粒をなして石基中に點在す。 | 長石輝石の包裹物又は自形をなして石基中に存す。 | 長石輝石の包裹物又は自形をなして石基中に點在す。 | 少量なるも微粒として石基中に存す。 |
| 碎 屑 物 | 3mm 程度の噴出岩片の少量。 | 1cm 以下の稜角形の噴出岩片の少量。 | 角礫狀の噴出岩片、古期岩の頁岩珪岩片を多量に挟有す。 | 角礫又は圓礫狀の古期岩片及び噴出岩片を多量に有す。 | 無 し |
| 石 基 | 微細なる海綿骨針狀玻璃よりなり、多くは脱玻作用を受け、土化綠泥化する。 | 海綿骨針狀玻璃よりなり、多くは脱玻作用を受け、土化綠泥化する。 | 不均様なる浮石質玻璃よりなり、氣泡周縁には綠色礦物發達す。 | 海綿骨針狀玻璃よりなり、多くは脱玻作用を受け、土化綠泥化する。 | 浮石質玻璃よりなり、空隙には綠色礦物が發達す。 |
| 其 他 | 磷灰石は包裹物の外石基にも存す。 | | | | |

にして前者よりも基性なる事を示して居る。

輝石は普通輝石にして自形を有するものが極めて少く、多くは屑碎的のもので、劈開は良く發達し、多色性が殆どなく、 $c/\wedge z'$ $37\sim 45^\circ$ にて雙晶をなすものがあるが帶狀構造を示すものがない。

第 三 圖



石英は稀であるが、その存在する場合には屑碎的で、圓形又は稜角形をなして存在し、磁鐵礦は自形を呈し、石基中に存する外包裏物として長石又は輝石中にある。

噴出岩片は析子狀長石微晶を有する玻璃質石基に長石斑晶を有するもの及び長石微晶の流狀構造を呈するものがある。古期岩なる珪岩及頁岩の粒は不規則なる形狀をなして居るも略同形を呈して居る。

石基は海綿骨針狀の微細なる玻璃よりなり、その多くは脫氫作用を受け、又その一部は綠泥石化し、空隙には纖維狀の綠泥石が發達して居る。

(6) 中部酸性凝灰岩 この凝灰岩は前者と約3米の角礫質凝灰岩(花崗岩, 安山岩, 珪岩, 頁岩圓礫より成る)を以て界するものである。而も本岩は

他種の岩片を含有せざる比較的均質なもので、約 100 米の厚さを有してゐる。

本岩は浮石質の玻璃よりなり、均質にして前者の如く安山岩片又は古期岩片を含有せず淡綠色を呈するものである。而して一般に輕質にして且つ軟質のものであり、肉眼的礦物は 2 耗程度の長石が認められる。

顯微鏡下に於ては比較的均質なる浮石質玻璃中に長石、少量の石英、磁鐵礦等が存在し、他の有色礦物は極めて稀である（第三圖 B）。

長石は 2 耗以下のもので自形を有するものが比較的少なく、多くは碎屑的のものである。而して聚片雙晶をなしアルバイト式以外のものは極めて稀である。包裹物は極めて少く、稀に燐灰石の微晶が認められるのみである。劈開面上に於ける屈折率は $\alpha' 1.543$ $\gamma' 1.553$ にして中性長石である。

石英は不規則なる形狀をなして少量に存し、輝石類は極めて稀にして、磁鐵礦は少量なるも、微粒をなして石基中に存在して居る。

石基は浮石質玻璃よりなり、空隙には綠色礦物（恐らく綠泥石）の微晶が發達し、又部分的に濃綠色物が色素的に玻璃を汚染して居る。

以上の當地方に發達する標式的なる凝灰岩の顯微鏡的及び肉眼的特性を總括すれば第一表の如くなる。

化 學 的 性 質

當地方の綠色凝灰岩は前述の如く比較的新鮮なるものを採擇したるも、猶多少分解し脱矽作用及び石灰化作用が行はれて居る。故に堆積當時の眞の化學的組成を示さざるも、之等の凝灰岩が同様な風化環境にありたるものとすれば、相互間の化學的差違は原岩に於けると類似なるものと見做さる可きである。當地方に發達する標式的なる凝灰岩の最も新鮮なるものに就きて化學分析を行へたる結果は第二表の如きものである。茲で資料の番號は第一圖及び顯微鏡觀察に於けると同様である。分析結果より算出せ

るニグリ價は第3表の如く、之を variation diagram に表せるものは第四圖の如くなる。

尙凝灰岩堆積の場合には水による撰別作用を受くる事があるを以て、その組成礦物も火成岩に於けるが如く、同一種の礦物が略々同一化學組成を有せざる事のある可きは勿論にして、且つ帶狀構造を示す場合に於て屈折

第 二 表

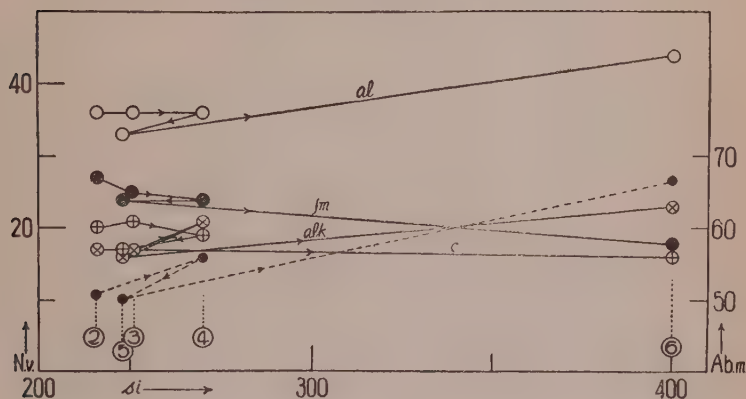
| | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 65.13 | 63.75 | 66.20 | 64.51 | 70.53 |
| Al ₂ O ₃ | 15.96 | 15.38 | 14.82 | 14.48 | 12.79 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.22 | 5.22 | 3.02 | 4.95 | 2.02 |
| FeO | 1.16 | 0.72 | 1.36 | 1.66 | 0.61 |
| MnO | 0.06 | 0.03 | 0.07 | 0.01 | tr |
| MgO | 2.12 | 1.21 | 1.65 | 2.53 | 0.81 |
| CaO | 5.07 | 5.08 | 4.30 | 4.12 | 1.75 |
| Na ₂ O | 3.93 | 3.70 | 4.51 | 3.95 | 4.07 |
| K ₂ O | 1.23 | 1.03 | 1.34 | 0.63 | 1.60 |
| H ₂ O | 1.28 | 3.25 | 2.55 | 2.88 | 5.40 |
| TiO ₂ | 0.22 | 0.21 | 0.44 | 0.54 | 0.28 |
| P ₂ O ₅ | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.03 | tr |
| CaCO ₃ | none | 0.55 | none | none | none |
| Total | 100.41 | 100.18 | 100.30 | 100.29 | 100.36 |

第 三 表

| | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-------|------|------|------|------|------|
| si | 242 | 252 | 270 | 248 | 400 |
| al | 36 | 36 | 36 | 33 | 44 |
| fm | 27 | 25 | 24 | 34 | 18 |
| c | 20 | 21 | 19 | 17 | 16 |
| alk | 17 | 17 | 21 | 16 | 23 |
| k | 0.17 | 0.15 | 0.17 | 0.09 | 0.20 |
| mg | 0.43 | 0.28 | 0.41 | 0.42 | 0.39 |
| h | 16 | 43 | 35 | 36 | 102 |
| ti | 0.7 | 0.6 | 1.1 | 1.5 | 1.2 |
| c/fm | 0.74 | 0.92 | 0.77 | 0.49 | 0.57 |
| qz | 74 | 87 | 86 | 84 | 208 |
| qz+12 | 86 | 86 | 98 | 96 | 22 |

率のみにてはその平均の化學的組成を知り得ざる事がある。故に筆者は凝灰岩を粉細し重溶液による分離法によりて、その主なる構成礦物を分離し、その平均化學的組成を知らんとしたるものである。茲に注意すべきは粉細したる場合にその礦物に玻璃の附着する事にして、完全に之等を數量的に分離する事は極めて難事に屬し純粹なる資料を得るには多大の注意を要す可きである。以上の如き注意を以て分離したる長石及び角閃石の化學組成は第四表の如き結果である。

第 四 圖



當地方の凝灰岩の化學的組成を観るに、第二表及び第四圖に於て明白なる如く、下部凝灰岩層に於ては下部より漸次上方になるに従てニグリ價の *si* が増加し、*al*, *fm* 及び *c* が減少を示し、*alk* が増加の傾向を示して居る。中部凝灰岩層に於ては、下部層に於ては *si* の増加の傾向を示すも、再び鹽基性となりて *si*, *al*, *alk* 等が減少し反對に *fm* が増加して居る。この上層に至れば急激なる酸度の増加を示し、*al*, *alk*, が増加し、*fm*, *c* の減少して居る。斯の如く凝灰岩の化學的組成上の斷絶即ち下部凝灰岩層に於ては基底より上方に酸性となり再び鹽基性となりて酸性となる。この結果は筆者が野外、

上に得たる觀察と良く一致するものである。即ち下部凝灰岩層に於ては下部より漸次 si を増加し、尙他の諸成分も規則正しき變化を示し、之と不整合

第 四 表

| | 2(F) | 2(H) | 4(F) | 5(F) | 6(F) |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 59.01 | 47.68 | 59.46 | 58.02 | 60.27 |
| Al ₂ O ₃ | 26.24 | 7.94 | 25.70 | 26.43 | 25.07 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.06 | 7.55 | 0.13 | 0.15 | 0.22 |
| FeO | | 8.04 | | | |
| CaO | 9.01 | 11.72 | 8.18 | 9.27 | 6.33 |
| MgO | tr | 13.72 | 0.07 | 0.13 | 0.18 |
| K ₂ O | 0.51 | 0.45 | 0.54 | 0.32 | 0.48 |
| Na ₂ O | 5.31 | 2.23 | 5.94 | 5.23 | 7.39 |
| MnO | | 0.06 | | | |
| TiO ₂ | tr | 0.59 | tr | tr | tr |
| P ₂ O ₅ | tr | tr | tr | tr | tr |
| H ₂ O | 0.22 | 0.49 | 0.16 | 0.62 | 0.52 |
| Total | 100.38 | 100.20 | 100.18 | 100.19 | 100.21 |

の關係にあるものと推定される中部凝灰岩層の下部に至れば、圖に於て明なる如く急激に基性となり、その上部に至れば著しき酸性度を加ふるものである。尙第四表の長石の化學的組成より長石の各分子に換算すれば (2) は Or..3.00% Ab..44.85, An..44.73, SiO₂..7.47, Al₂O₃..0.58% にして屈折率上より得たる成分は Ab 52 An 48 にして正長石分子を曹長石分子に入れて 100 なる如く換算したる結果は Ab51.64 An 48.36 で略類似なる結果を示して居る。同様にして化學分析結果より得たる長石の組成は (4) ..Ab 56.78 An 43.22 (Ab 58 An 42-屈折率より), (5) ..Ab 50.12 An 49.88 (Ab 56, An 44) (6) ..Ab 67.52 An 32.48 (Ab 69 An 31) である。以上の如く化學分析上より得たる長石の成分は屈折率測定上より得たる結果と多少の相違は認め得可きも大體に於て一致して居る。但し (5) のものに於てその差の大きなは前述の最大及び最小の屈折率の差違が著しく、前述の如くこの層は比較的成層が發達して居り、水の淘汰作用により同一長石のみならず他種

のものも混在するものと推定せらるる以上下部層より中部層に至る凝灰岩の長石の化學成分上の差違は 第四圖點線に示す如く、凝灰岩の化學的組成に於ける同様なる變化を示して居る。即ち下部層に於ては下方より上方になるに従つて Ab 分子の増加を示し、之と不整合關係にあるものと推定せらるゝ中部層に至れば再び Ab 分子を減少して更に上方に至れば増加して居る。角閃石は Larsen¹⁾の化學式 $(\text{OH})_{1.5} (\text{CaNa})_2 \text{Na}_{2.7} \text{Ng}_{1.2} (\text{Mg} \cdot \text{Fe}'' \cdot \text{AlFe}''')_4 (\text{Al} \cdot \text{Si})_2 \text{Si}_6 \text{O}_{22}$ に相當するものである。

本地域に於ては下部凝灰岩層と中部凝灰岩層との間に明に不整合を發見する事が出来ないが、當地方の對岸なる 青森縣津輕半島及のその南方に於ては之等の間に明に不整合を認むる事が出来、且後述するが如くこの地方に於ても福山附近に發達する凝灰岩の化學成分上に見らるゝ如き關係を示し、不整合線より上層なる中部凝灰岩層の下部は下部層の上方に於けるものより基性となり再び酸性となる傾向を示すものである。

本邦に於ける中生代の凝灰岩に關しては鈴木醇博士の研究があるが、凝灰岩による各地質時代の地方的逆發現象の研究は種々なる意味に於て注意を要する問題たるを失はない。蓋し逆發現象の地域的輪廻の研究はその分布上局部的なる火山岩それ自身よりも、凝灰岩の検討に俟つ可きものたるは明白なるが故である。

1) H. Borman, E. S. Larsen, Am. Min., 16, 140~144, 1931.

峯寺山産球顆岩石の化學的研究(概報)

理學士 河野 義禮

目 次

I 緒 言

II 化學分析

1. 球顆を構成する主要部分の化學性質

a. 球顆内核の化學成分

(イ) 球顆内核を構成する黒雲母の化學成分

(ロ) 球顆内核を構成する斜長石の化學成分

(ハ) 黒雲母と斜長石との混比

b. 球顆外帶部の化學性質

2. 球顆全体の化學性質

3. 球顆充填岩(Matrix)の化學性質

4. 粘板岩及砂岩の化學性質

5. 花崗岩の化學性質

III 化學分析の結果に對する考察

I 緒 言

茨城縣柿岡町の西方約 3500 米突を隔て、筑波山の東北方に當り、海拔約 380 米突の峰寺山と稱する小峰あり。其東南方中腹にある西光院と稱する山寺は、斑狀花崗岩より成る懸崖に倚りて建設せられ、柿岡の盆地及筑波東方連脉を一眸の裡に收め得て風光絶佳なり。

西光院を隔つる西南方約 200 米突の所に、斑狀花崗岩の高さ約 5 米突の小崖あり。其花崗岩中に本報告に記載せんとする球顆岩石露出す(第壹圖參照)。

神津教授に従へば、本球顆岩石は花崗岩によりて貫通せられたる古生層粘板岩及び砂岩岩塊の花崗岩中に捕獲せられ、花崗岩漿の熱度及或る成分

の添加によりて、所謂接觸作用を受けて生じたるものなり。第一圖に見るが如く pegmatite は granite のみならず Orbicular rock をも貫通す。

故に本岩の研究は、水成岩の深成岩によりて 接觸變質を受けて生じたる 變成岩の研究にして、而も一般に見る接觸變質現象の場合と異なり、變質を受けたる 水成岩は花崗岩中に 抱擁せられ、其成分は揮發成分を除きて大部分は本岩中に保存せらるゝものと考へられ且つ變質を與へたる花崗岩は其局所にて採集するを得。變質を受けたる粘板岩及砂岩の原岩等も此の地域に近く容易に採集するを得て、變質現象の物理化學的研究には多く例を見ざる好露出と言ふを得べし。

本球顆岩石の標本は、古くより 當教室に保存せら 白土氏の大正四年頃の採集に係れり。此標本に就きて、神津教授は種々の研究を行ひ、本球顆岩は磐城白石町在犬卒塔婆、三河猿投山及其他より 産する 球狀花崗岩或は球狀閃綠岩等と成因を異にする者なるを知り、昭和七年十一月瀬戸、高根兩學士と共に實地に就きて調査を行ひ、昭和八年四月余も亦吉木、高根兩學士と共に同地の觀察と標本採集を行へり。

本岩研究の諸項目中、余は其の化學分析を分擔し、今其結果の大要を得たるを以て茲に其概要を報告せんとす。

本報告を草するに 當り、本問題を授けられ終始御指導を賜はりたる神津教授に深謝す。又本岩の主要部分の分析資料は、神津教授と 吉木學士と細心の注意を拂ひ分離せられたる者にして、殊に堇青石球(Cordierite ball)中の黑色核をなす部分は、十六個の球より 掘出したる 者の平均資料を取りたる者にして、吉木學士¹⁾の先きに發表せる、本岩主要部分の分量割合の測定に使用せる者なり。

1) 吉木文平, 岩石礦物礦床學, 第九卷第六號, p. 195.

本球顆岩石は長さ5~10 種の楕圓體或は扁球體をなす部分と、これを凝結する花崗岩狀組織の充填岩 (matrix) とより成り、球顆は又二帶より成れ

第 一 圖

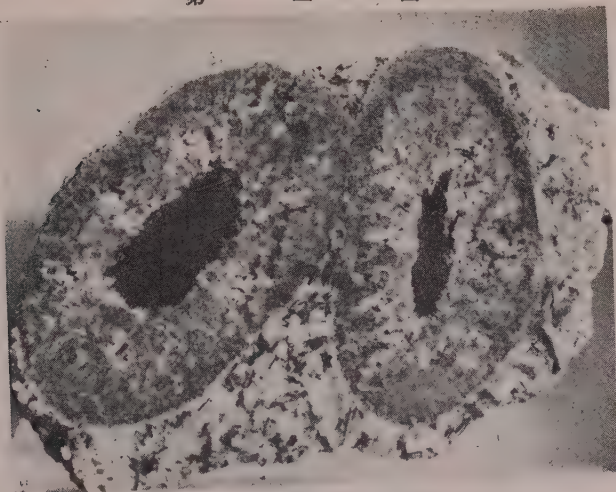


球顆岩石が花崗岩中に抱擁せられ露出するを示す。
崖の高さは約5米突にして granite 及び orbicular
rock を貫通する pegmatite dyke を見るべし。
pegmatite の厚さは22 種。

り(第二圖参照)。即ち内核は黒雲母を主成分とし、白色の斜長石 (20% of An) を混じ、其混比は球によりて變化す。雲母は片狀に排列し、雲母片岩を見るが如し。其の他白雲母、磁鐵礦及び 磷灰石を見る。黒雲母中に 微少なヂルコンを含み、其周圍は放射線による黑色暈輪を呈す。

球の外帯は主として 堇青石より成り、又相當量のオリゴクレースを 見るも、黒雲母より成る内核に接する部分に多し。極めて少量の正長石存在す。

第 二 圖



Orbicular rock の研摩せる面を撮影せる者にして、 $\frac{2}{3}$ に縮寫せり。球の黑色内核は黒雲母及び斜長石より成り、其外帯は主として 堇青石より成れり。これ等球を充填する岩石は花崗岩組織を呈するも 81%の SiO_2 を有する岩石なり

本帯全部に亘りて、少量の黒雲母及白雲母共に 散在す。堇青石中には 又ヂルコンの微晶を含み、其周囲には薄き 黄色の暈輪を 呈せり。本帯中結晶の大なるは 堇青石にして、球の内核の外側より外方に向つて放射狀に排列す。本帯には 磷灰石多く、殊に其内側に多し。

充填岩 (matrix) の組織は花崗岩狀なれども、普通の花崗岩に比して石英に富み、長石はオリゴクレースなり。有色礦物は黒雲母のみなり。僅かに白雲母を混ず。

本岩石の顯微鏡的觀察の詳細は、吉木學士の記載に就きて見られん事を望む。

II 化 學 分 析

前記せるが如く本 球顆岩石は其構造上 及成因上球顆と其充填岩, 球顆は内核と外核に分かるゝを以て先づこれ等につきて化學分析を行ひ更に内核を成す黒雲母と斜長石とを各自に分析せり。以上は變質を受けたる岩石なるが變質を與へたる花崗岩の分析を行ひ又變質を受けざる粘板岩及砂岩に就きても分析せり。この變質を受けざる粘板岩及砂岩は峰寺山の東方約 8.3 軒を距つる龍神山より高根學士の採集せる者にして本地方古生紀水成岩に一般に見るが如く多少の接觸變質作用を受けたるも最も微少なるものなり。

1. 球顆を構成する主要部分の化學性質

a. 球顆内核の化學成分 この化學分析を行へる資料は 16 個の球より内核を掘り出し、これを平均に混合し其一部分を取りて分析せる者なれば其結果は大體に於て平均成分を示すものと言ふを得べし。分析の結果は第一表に見るが如し。

本内核部は片狀に排列する黒雲母と白色斜長石(オリゴクレース)の二礦物を主成分と成し、其平均量は全球顆の量に比し、7.10 wt.%なるは吉木學士の測定によりて明かなり。故にこの混比を以て、本内核の化學成分の、全球顆の化學成分に對する量は容易に算出するを得べし。これ等の關係につきては後章に於て論述すべし。

(イ) 黒雲母の化學性質 内核の主成分を成す黒雲母の光學性は、吉木學士によりて測定せられ、本誌上に記載せられたる所なるが、其の化學成分は第二表に見るが如し。本分析に使用せる雲母は、神津教授と吉木學士とにより充分の注意を以て内核より分離せられたる者なり。

(ロ) 斜長石の化學成分 内核の主成分の一たる斜長石は、聚連雙晶を呈するもの尠きを以て其常癖と異なれり。一見石英と混同し易きも、其屈折

率は少々低く二軸性を呈す。猶其性質を確むる爲めに化學分析を行へる結果は第三表に見るが如し。本化學試料は、雲母の場合と同じく神津教授と

第 一 表

| Nucleus of ball | |
|--------------------------------|--------|
| SiO ₂ | 43.48 |
| Al ₂ O ₃ | 20.84 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.43 |
| FeO | 11.24 |
| MgO | 6.66 |
| CaO | 1.60 |
| Na ₂ O | 3.57 |
| K ₂ O | 5.69 |
| H ₂ O ₊ | 2.75 |
| H ₂ O ₋ | 0.65 |
| TiO ₂ | 1.29 |
| P ₂ O ₅ | 0.32 |
| MnO | 0.20 |
| Total | 100.72 |

第 二 表

| Biotite in Nucleus | |
|--------------------------------|--------|
| SiO ₂ | 33.73 |
| Al ₂ O ₃ | 19.37 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.28 |
| FeO | 16.38 |
| MgO | 8.99 |
| CaO | 0.16 |
| Na ₂ O | 1.30 |
| K ₂ O | 7.83 |
| H ₂ O ₊ | 3.98 |
| H ₂ O ₋ | 2.31 |
| TiO ₂ | 2.45 |
| P ₂ O ₅ | 0.12 |
| MnO | 0.29 |
| Total | 100.07 |

第 三 表

| Plagioclase in Nucleus | |
|--------------------------------|--------|
| SiO ₂ | 63.25 |
| Al ₂ O ₃ | 22.36 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.27 |
| FeO | 0.18 |
| MgO | 0.26 |
| CaO | 4.79 |
| Na ₂ O | 8.68 |
| K ₂ O | 0.12 |
| H ₂ O ₊ | 0.36 |
| H ₂ O ₋ | 0.48 |
| TiO ₂ | none |
| P ₂ O ₅ | none |
| MnO | none |
| Total | 100.75 |

吉木學士が重液を用ゐて細心に分離せられたるものなり。

(ハ) 黒雲母と斜長石との混比 球の内核を成す黒雲母と斜長石とが、如何なる割合を以て混在するかは岩石學上興味ある點なり。これを重液を以て分離する方法あるも實驗上の誤差比較的大にして、勞して効少きものなれば、上記兩礦物の分析の結果と兩者混合の内 核全體の化學成分より計算を以て 其混比を見出せるに、其結果は豫期以上の良好なるものなり。即ち

$$33.73x + 63.25(100 - x) = 43.48 \times 100 \text{ for SiO}_2,$$

$$x(\text{Biotite}) = 66.97 \text{ in wt. \%}$$

$$1.30x' + 8.68(100 - x') = 3.57 \times 100 \text{ for Na}_2\text{O},$$

$$x'(\text{Biotite}) = 69.10 \text{ in wt. \%}$$

$$\therefore (x + x') \div 2 = 68.04 \text{ in wt \%}$$

にして、雲母と斜長石とは 68 : 32 の比を以て混ず。今この比が果して實際の値に近きものなるやを検せん爲めに、雲母及斜長石の化學成分に 上記の

比を乗じ、これを加へたる者と、實際化學分析を行ひたる者と比較するに、第四表に見るが如き驚くべき一致を得たり。

第 四 表

| | Biotite | Oligoclase | Nucleus | |
|--------------------------------|---------|------------|------------|----------|
| | | | Calculated | Analysed |
| SiO ₂ | 22.94 | 20.24 | 43.18 | 43.48 |
| Al ₂ O ₃ | 13.17 | 7.16 | 20.33 | 20.84 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.23 | 0.09 | 2.32 | 2.43 |
| EeO | 11.14 | 0.06 | 11.20 | 11.24 |
| MgO | 6.11 | 0.08 | 6.19 | 6.66 |
| CaO | 0.11 | 1.53 | 1.64 | 1.60 |
| Na ₂ O | 0.88 | 2.78 | 3.66 | 3.57 |
| K ₂ O | 5.32 | 0.04 | 5.36 | 5.69 |
| H ₂ O ₊ | 2.71 | 0.12 | 2.83 | 2.75 |
| H ₂ O ₋ | 1.57 | 0.15 | 1.72 | 0.65 |
| TiO ₂ | 1.67 | none | 1.67 | 1.29 |
| P ₂ O ₅ | 0.08 | none | 0.08 | 0.32 |
| MnO | 0.20 | none | 0.20 | 0.20 |
| Total | 68.13 | 32.25 | 100.38 | 100.72 |
| Mixing ratio in wt. % | 68 | 32 | | |

b. 球顆の外帯部の化學性質 既に記せるが如く、本帯は主として堇青石よ

第 五 表

| Outer zone of ball | |
|--------------------------------|--------|
| SiO ₂ | 46.95 |
| Al ₂ O ₃ | 27.70 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.15 |
| FeO | 6.52 |
| MgO | 5.12 |
| CaO | 3.81 |
| Na ₂ O | 2.22 |
| K ₂ O | 1.79 |
| H ₂ O ₊ | 1.98 |
| H ₂ O ₋ | 0.57 |
| TiO ₂ | 0.17 |
| P ₂ O ₅ | 2.40 |
| MnO | 0.50 |
| Total | 100.88 |

り成り、これに少量の斜長石兩雲母及少からざる燐灰石を混ず。故に其化學成分も亦堇青石に近似するは第五表に見るが如し。全球の重量に對し、本帯の占むる重量は 92.90 wt.%なるは吉木學士の測定によりてなかり。本帯の化學分析の結果は第五表に示すが如し。

2. 球顆全体の化學性質

球顆全體に就きては、直接化學分析を行はざりしも、これを構成する内核と其外帯との化學分析を行ひ、且つこれ等の二部分は 7.10:92.90 wt.%なる比

を以て混ずるを以て球顆全體の化學成分は第六表に見る如く算出するを得べし。

第 六 表

| | Ball | | Composition of ball (calc.) |
|--------------------------------|--------------------------------|-----------------------|-----------------------------------|
| | Outer zone, essc.cordierite | Nucleus mica+plag. | |
| SiO ₂ | 43.61 | 3.09 | 46.70 |
| Al ₂ O ₃ | 25.73 | 1.48 | 27.21 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.07 | 0.17 | 1.24 |
| FeO | 6.06 | 0.80 | 6.86 |
| MgO | 4.76 | 0.47 | 5.23 |
| CaO | 3.54 | 0.11 | 3.65 |
| Na ₂ O | 2.06 | 0.25 | 2.31 |
| K ₂ O | 1.66 | 0.40 | 2.06 |
| H ₂ O ₊ | 1.84 | 0.20 | 2.04 |
| H ₂ O ₋ | 0.53 | 0.05 | 0.58 |
| TiO ₂ | 0.16 | 0.09 | 0.25 |
| P ₂ O ₅ | 2.23 | 0.02 | 2.25 |
| MnO | 0.46 | 0.01 | 0.47 |
| Total | 93.71 | 7.14 | 100.85 |
| Mixing ratio in wt. % | 92.90 | 7.10 | |

3. 充填岩石(matrix)の化學性質

第 七 表

| Matrix | |
|--------------------------------|-------|
| SiO ₂ | 81.37 |
| Al ₂ O ₃ | 7.47 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.75 |
| FeO | 2.46 |
| MgO | 1.69 |
| CaO | 1.11 |
| Na ₂ O | 1.73 |
| K ₂ O | 1.37 |
| H ₂ O ₊ | 0.58 |
| H ₂ O ₋ | 0.67 |
| TiO ₂ | 0.42 |
| P ₂ O ₅ | 0.09 |
| MnO | 0.05 |
| Total | 99.76 |

本球顆岩石は、球顆とこれを充填する 花崗岩質組織を呈する 一種の岩石より 成るは既に 記せる所なり。この充填岩石は、一見花崗岩の如くなるも、能く觀察する時は著しく 石英に富み、斜長石 これにつき 有色礦物は主として黒雲母なり。前記球顆の晶出したる殘液の徐々と冷却結晶せる者なるは明かなり。其化學成分は第七表に示すが如し。

4. 粘板岩及砂岩の化學性質

本地域基盤を構成する 古生層は、粘板岩及砂岩の互層より成れり。峰寺山附近に 産する 者は、著しく接觸變質を受けて大部分雲母片岩に變ず。峰寺山の

東方約 8.5 軒を隔つる龍神山地域に發達する者は其變化著しからず、僅かに肉眼にて黒雲母の斑點を認むるのみなるを以て、峰寺山附近に産する變化の著しき者と比較せん爲めに、化學分析を行へり。この粘板岩は、砂岩の薄層と互層するを以て砂岩のみの部分と粘板岩のみの部分に分ち、兩者の分析を行ひたる結果は第八表に見るが如し。

第 八 表

| | Clay slate | Sandstone |
|--------------------------------|------------|-----------|
| SiO ₂ | 64.69 | 75.32 |
| Al ₂ O ₃ | 16.09 | 11.19 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.23 | 1.07 |
| FeO | 3.55 | 2.98 |
| MgO | 2.23 | 1.80 |
| CaO | 1.15 | 1.31 |
| Na ₂ O | 1.66 | 3.70 |
| K ₂ O | 4.63 | 1.73 |
| H ₂ O ₊ | 2.99 | 0.90 |
| H ₂ O ₋ | 0.55 | 0.37 |
| TiO ₂ | 0.63 | 0.30 |
| P ₂ O ₅ | 0.28 | 0.10 |
| MnO | 0.07 | 0.03 |
| Total | 99.75 | 100.80 |

第 九 表

| Granite | |
|--------------------------------|--------|
| SiO ₂ | 71.58 |
| Al ₂ O ₃ | 14.23 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.86 |
| FeO | 1.53 |
| MgO | 0.90 |
| CaO | 1.80 |
| Na ₂ O | 4.33 |
| K ₂ O | 4.30 |
| H ₂ O ₊ | 0.48 |
| H ₂ O ₋ | 0.35 |
| TiO ₂ | 0.33 |
| P ₂ O ₅ | 0.12 |
| MnO | 0.01 |
| Total | 100.82 |

5. 花 崗 岩 の 化 學 性 質

球顆岩石即ち接觸變質岩石を生ぜしめたる花崗岩は、本地域一帯に露出する斑狀黒雲母花崗岩にして、斑晶は時に 7 糎に達するパーサイトより成れり化學分析に附せる標本は球顆岩石より約 3 米突を隔つる同一懸崖より神津教授の採集せる者なり。其化學成分は第九表に見るが如し。

III. 化學分析の結果に對する考察

以上記述せる化學分析の結果と、岩石學上の諸性質とを綜合して、本球顆岩石の生成に至る接觸變質作用に就きて少しく考察を試みんとす。

野外觀察によれば、本球顆岩石は全く斑狀花崗岩に包裹せらるゝを以て、其生成當時に於ては、基盤をなす粘板岩及砂岩の一塊が、未だ固結せられざ

る花崗岩漿中に捕獲せられたるものと思ふを得べし。故に若し捕獲せられたる水成岩が、未だ變質を受けざる者なりせば、球顆岩石の化學成分は粘板岩類と花崗岩漿との混合物たらざるべからず。勿論現時の化學成分中には球顆岩石に於ても、花崗岩に於ても、其生成當時に存在せる揮發成分は知るを得ざるなり。

球顆岩石の非揮發成分が、果して粘板岩及花崗岩の非揮發成分の混合物なるや否やを以下檢せんとす。球顆岩石は球顆と其充填岩とより成り、其混比は 65.28:34.72 なるは吉木學士の測定によりて明かなり。球顆の化學成分は第六表に示したるが如く、又充填岩の化學成分は第七表の如くなるを以て、球顆岩石全體の化學成分は上記二成分と其混比より算出するを得べし。其結果は第十表の如し。

今球顆岩石全體の化學成分を得たるを以て、此成分が花崗岩及粘板岩の單なる混合によりて生ずるや否やを、第十一表にて檢せんとす。

第十一表に見るが如く、球顆岩石の化學成分は、花崗岩及粘板岩の單なる混合物として、取扱ふ能はざるを知るべし。即ち球顆岩石の SiO_2 は花崗岩及粘板岩の何れよりも遙かに少く、これに反して球顆岩石の Al_2O_3 は、其母岩たるべき二者の何れよりも遙かに多し。 FeO 、 MgO 、及 CaO も亦然り。故に球顆岩石生成の爲めには特種成分主として Al_2O_3 を花崗岩漿より吸收せる者と結論せざるを得ず。

球顆岩石の岩石學的構造より、其晶出順序を考察するに、第一に晶出せるは球顆の内核をなす黒雲母及斜長石たるは明かにして、これに次げるは堇青石に富める球顆の外帯を成す諸礦物なり(主として堇青石)。既に記せるが如く、内核は片狀組織を呈するを以て、其組織は粘板岩の層面と關係を有するものと考えらるゝを以て、此部分は花崗岩漿の高熱を以てしても未だ均一なる熔體を形成するに至らず、極めて粘度の高き狀態に於て、特殊の再

第 十 表

| | Ball | Matrix | Orbicular rock (Calc) |
|--------------------------------|-------|--------|-----------------------------|
| SiO ₂ | 30.49 | 28.25 | 58.74 |
| Al ₂ O ₃ | 17.77 | 2.59 | 20.36 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.81 | 0.26 | 1.07 |
| FeO | 4.47 | 0.85 | 5.32 |
| MgO | 3.41 | 0.59 | 4.00 |
| CaO | 2.38 | 0.39 | 2.77 |
| Na ₂ O | 1.52 | 0.60 | 2.12 |
| K ₂ O | 1.35 | 0.47 | 1.82 |
| H ₂ O ₊ | 1.33 | 0.20 | 1.53 |
| H ₂ O ₋ | 0.38 | 0.23 | 0.61 |
| TiO ₂ | 0.16 | 0.15 | 0.31 |
| P ₂ O ₂ | 1.47 | 0.03 | 1.50 |
| MnO | 0.31 | 0.02 | 0.33 |
| Total | 65.85 | 34.63 | 100.48 |
| Mixing ratio in wt% | 65.28 | 34.72 | |

第 十 一 表

| | Orbicular rock | Granite | Clay slate |
|--------------------------------|-------------------|---------|---------------|
| SiO ₂ | 58.74 | 71.58 | 64.69 |
| Al ₂ O ₃ | 20.36 | 14.23 | 16.09 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.07 | 0.86 | 1.23 |
| FeO | 5.32 | 1.53 | 3.55 |
| MgO | 4.00 | 0.90 | 2.23 |
| CaO | 2.77 | 1.80 | 1.15 |
| Na ₂ O | 2.12 | 4.33 | 1.66 |
| K ₂ O | 1.82 | 4.30 | 4.63 |
| H ₂ O ₊ | 1.53 | 0.48 | 2.99 |
| H ₂ O ₋ | 0.61 | 0.35 | 0.55 |
| TiO ₂ | 0.31 | 0.33 | 0.63 |
| P ₂ O ₅ | 1.50 | 0.12 | 0.28 |
| MnO | 0.33 | 0.01 | 0.07 |
| Total | 100.48 | 100.82 | 99.75 |

結晶を行ひたる者と考ふるを得べし。これに反して、其外帶をなす堇青石部は該礦物の晶形大にして、其主軸は球の中心部より外方に放射狀に排列

し、其長さ時に 3 糎に達する者あるを以て、其結晶速度は相當に大なりしを思はしむ。此堇青石の晶出せる後の殘液は著しく珪酸に富み、且つ揮發成

第 十 二 表

| Orbicular rock composed of ball and matrix | | | | | Country rocks | |
|--|------------------------------------|--------------------------------|-------------------|--|---------------|------------|
| | Ball composed of nucleus and shell | | Matrix (granitic) | Average composition of orb. rock (calc.) | Granite | Clay slate |
| | Nucleus, (Biotite + Oligo) | Outershell (mostly cordierite) | | | | |
| SiO ₂ | 2.02 | 28.47 | 28.25 | 58.74 | 71.58 | 64.69 |
| Al ₂ O ₃ | 0.97 | 16.80 | 2.59 | 20.36 | 14.23 | 16.09 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.11 | 0.70 | 0.26 | 1.07 | 0.86 | 1.23 |
| FeO | 0.52 | 3.95 | 0.85 | 5.32 | 1.53 | 3.55 |
| MgO | 0.31 | 3.10 | 0.59 | 4.00 | 0.90 | 2.23 |
| CaO | 0.07 | 2.31 | 0.39 | 2.77 | 1.80 | 1.15 |
| Na ₂ O | 0.17 | 1.35 | 0.60 | 2.12 | 4.33 | 1.66 |
| K ₂ O | 0.26 | 1.09 | 0.47 | 1.82 | 4.30 | 4.63 |
| H ₂ O ₊ | 0.13 | 1.20 | 0.20 | 1.53 | 0.48 | 2.99 |
| H ₂ O ₋ | 0.03 | 0.35 | 0.23 | 0.61 | 0.35 | 0.55 |
| TiO ₂ | 0.06 | 0.10 | 0.15 | 0.31 | 0.33 | 0.63 |
| P ₂ O ₅ | 0.01 | 1.46 | 0.03 | 1.50 | 0.12 | 0.28 |
| MnO | 0.01 | 0.30 | 0.02 | 0.33 | 0.01 | 0.07 |
| Total | 4.67 | 61.18 | 34.63 | 100.48 | 100.82 | 99.75 |

分の濃度 も大なりしを以て、其結晶作用は相當に緩慢なりしを思はしむるものなり。従つて其結果生じたる 充填岩の 岩石構造は、粗粒の花崗岩に見るが如き状態を呈す。

かく結晶順序を考察する時は、第十二表に見るが如く、Biotite 及 plagioclase 晶出後堇青石を生ずる爲めには、Al₂O₃ は勿論 MgO 及 CaO の成分を 2% ~ 3% 花崗岩漿中に仰がざるべからず、猶 Matrix の晶出の場合 2% ~ 3% を吸収する 要す。換言すれば粘板岩の如き 基性成分が 花崗岩漿の如き 酸性のもの、中に保有せらるゝ時は、Al₂O₃ 等を撰擇吸收 (Selective absorption) し得るものと考へざるべからず。一般に酸性深成岩の粘板岩に接觸變質を與へたる 場合に、Al₂O₃ に富む礦物を生ずるは、此場合に見ると同

様に説明を與へ得るにあらざるか。

研究短報文

生野礦山産斑銅礦の顯微鏡的觀察

理學士 中 野 長 俊

斑銅礦の諸性質

生野礦山金香瀬坑第 13 坑道より得たる礦石中には黃銅礦、硫砒鐵礦、錫石、鐵滿庵重石等と共に斑銅礦ありて、主として黃銅礦及石英脈石中に見出さる。其色彩は肉眼的には暗褐色を呈し、之を研磨して反射顯微鏡下に觀察すれば、全體として淡茶褐色に見ゆるうちにも所々に斑狀に灰褐色の部分ありて、この兩色彩の境界又頗る不鮮明なり。硬度は寧ろ黃銅礦よりも低く、研磨面は比較的瑕疵少なく、黃銅礦よりも遙かに平滑にして、數日後に於てもなほ表面の曇ることなくして依然研磨當時の色彩光澤を保持し、普通の斑銅礦の場合とやゝ趣を異にせり。之を反射顯微鏡下に直交ニコルにて檢するに、著しく非等方性を呈し、第一圖に示せるが如く多數の粒狀斑銅礦の集合よりなり、時には之等の粒狀の集合を貫通して更に微少なる斑銅礦集合より成る礦脈狀のものあり、或は又稀には黃銅礦の腐蝕面に於て見らるゝが如き聚片双晶に類似せるものを認むることあり。十字ニコル下に於ける色彩は赤褐色～淡綠色、暗褐色～淡黃色に變化し、この色調の變化は磁硫鐵礦又は硫砒鐵礦等よりも遙かに明瞭にして、普通用ふる 100 W 電球を光源に使用するも明かに認むることを得べし。

今之を種々の試藥に腐蝕して、之を從來の斑銅礦に對する結果と對比す

れば次表の如し。

第 一 圖



左平行ニコル, (約100倍) 右直交ニコル,
B. 斑銅礦 C. 黃銅礦

かくの如く種々の試薬に對する反應は何れも皆他の斑銅礦と一致するものにして、吹管試験によりて砒素の試験を行ふもその反應を認め難く之等試薬に對する反應及び色彩、硬

度等の點に於ては之を斑銅礦と認め得べく、たゞ直交ニコル下に於て觀察したる場合に著しく非等方性を呈することゝ、明瞭に現はるゝ其内部構造に於てやゝ特殊の構造を呈する點が普通斑銅礦と異なる所なり。

從來知られたる斑銅礦中には稀に強光源を用ひたる場合に非等方性を示すものゝあることは既に Schneiderhöhn,¹⁾ Farnham²⁾ 等の人々によりて確めらるゝ所なれど、此場合に於ては弱光源を用ひても普通最も明瞭に非等方性を現はす硫砒鐵礦、磁硫鐵礦等よりも更に著しき非等方性を示すものにして、之を單に光學異常 (optical anomaly) として説明することの適否は暫らく措き、之を同質二像に非るやとの考へも輒近唱へられつゝあれども未だ礦物學的に深く究められず、本報文に於ては假に之を斑銅礦と看做し、顯微

- 1) H. Schneiderhöhn, Anleitung z. mikroskop. bestimmung. u. s. w. 1922.
- 2) C. M. Farnham, Determination of the opaque minerals. 37 p. 1931.
- 3) C. M. Farnham, 前出.

鏡下に於けるその特異なる點を記述し、更に之と黃銅礦との共生關係に就て記載するに留む。

| | 生野產斑銅礦 | 明延產斑銅礦 | Farnham 氏 記載に據る ³⁾ |
|--|----------------------------|---------------|----------------------------------|
| 偏 光 々 線 | 著しく非等方性 | 等 方 性 | 等 方 性 |
| 反 射 色 | 灰褐色～紅褐色 | 褐 色 | 褐 色 |
| 硬 度 | 低 し | 低 し | 低 し |
| HNO ₃ | 直ちに發泡し、色は次第に暗褐色に變じ、時に虹色を呈す | 直ちに發泡して暗褐色に變ず | 發泡して暗褐色となり次第に表面は煉瓦狀に腐蝕せらる |
| KCN | 濃褐色に變ず | 黑褐色に變ず | 黑褐色に變ず |
| HCl | neg. 液は黄色となる | neg. | neg. |
| FeCl ₃ | 僅かに褐色となる | 僅かに褐色となる | 僅かに淡褐色を呈す |
| KOH | 殆ど neg. | neg. | neg. |
| HgCl ₂ | neg. | neg. | neg. |
| SnCl ₂ | 殆ど neg. | neg. | |
| K ₃ Fe(CN) ₆ + KOH + H ₂ O | neg. | neg. | |
| acid-KMnO ₂ | 暗褐色に變ず | 僅かに褐色を呈す | |
| alkali-KMnO ₂ | 濃褐色となり内部構造を現はす | やゝ黄褐色を呈す | |

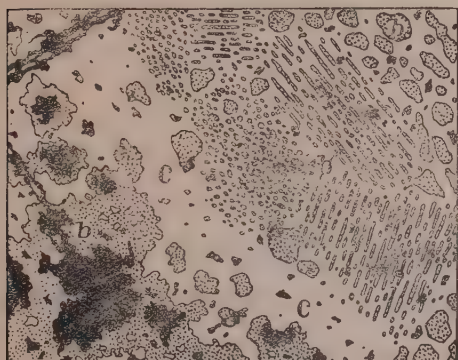
黃銅礦との共生狀態

この斑銅礦は極めて屢々黃銅礦と共生し、兩者の境界は一般に不規則にして時には pseudo-eutectic texture を呈せる場合あり。斑銅礦は主として黃銅礦の周邊或は黃銅礦中の裂罅又は黃銅礦中にある脈石と伴ひて現出し、時には全く黃銅礦と離れて石英脈石中に斑銅礦を見出すことあるも、多くは其中央部に黃銅礦の殘片を留め、初め黃銅礦のみなりし部分が周圍より次第に斑銅礦のために交代せられたる事を示す場合多し。

更に又黃銅礦中には上記の斑銅礦とは別種の極めて微細なる斑銅礦の柱

狀又は粒狀の微粒子を含むものありて、之が黃銅礦の面の方向に支配せられて一定の方向に配列するものあり、(第二圖参照) 少なくとも斑銅礦にはその成生時期を異にせる二種類あるものと思はれ、前者は主として粗粒或

第 二 圖



(約 500 倍)

C. 黃銅礦. b. 斑銅礦

は不規則なる塊狀を呈して黃銅礦の沈澱後其周邊又は裂罅に沿ひて沈澱し、時には細脈となりて黃銅礦を貫通し次第に之を交代せるものにして、換言すれば交代作用によりて生じたる斑銅礦なり。

後者は之に反して著しく微細なる粒狀又は

微柱狀のものにして、必ず黃銅礦中に於てのみ見出され、屢々規則正しく一平の方向に並列するものなり。この微粒斑銅礦の成因に就ては二様に考へ得べく、一は交代作用の極めて初期の階梯を現はせるものと考へ得べく、かの明延礦床¹⁾に於ける閃亜鉛礦と黃銅礦微粒との關係と同様に考へらるゝ點もあれど、明延礦床の場合には黃銅礦微粒は極めて微細なる粒子より比較的粗粒の而かも明かに交代作用によりて生じたりと思はるゝものに至る迄の種々の大きさの粒子を包含し、夫等の間には異りたる二種の成因を考へしむるが如き明瞭なる區別を見出すこと困難なりしも、この場合に於ては交代作用による粗粒斑銅礦と黃銅礦中の微粒斑銅礦とはその粒の大きさと現出

1) 中野長俊、本誌, Vol. 5, No. 6, 217, 昭 6.

狀態に於ても自から明確なる區別を生じ、筆者はむしろこの微粒斑銅礦は Schneiderhöhn 氏の高唱せる固溶體分離に基くものとの感を深ふせり。即ち黃銅礦を沈澱せしめたる礦液は可なり多量の斑銅礦成分を含有し、其一部は黃銅礦中に固溶體をなして黃銅礦の晶出に當りて分離してこの微粒を形成し、殘餘の斑銅礦成分は其後引續きて黃銅礦の裂罅又は脈石との境界等に沈澱して更に黃銅礦を交代し、時には pseudoeutectic texture を現出せしものと考へらる。

一般に黃銅礦と斑銅礦との共生にあたり兩者が格子狀共生又は葉片狀構造を呈することは自然の礦石に於ても又は實驗的にも既に多數の記載ありて衆領の事實にして、かの洞爺礦山¹⁾、遂安礦山²⁾、明延礦山³⁾等の礦石の記載にあたりても既に詳記せらるゝ所なれど、この生野礦山のものに於ては上記の如き構造は筆者の觀察せるもののうちには見出されずして、反つて黃銅礦中の斑銅礦が懸滴構造 (emulsion texture) を呈せるものゝ多き事は注意すべき事と考へらる。

報文擲筆に際し常に 鞭達御誘導下されし 渡邊教授に對し深謝の意を表す。

評論及雜錄

カオリン性土珪酸物とその發色團機能(2)

理學博士 高橋純一(譯述)

もしカオリン核の發色團機能が承認されるものとすれば、雲母の色も亦

- 1) 渡邊萬次郎 地球. 5. 大正 15; 岩波講座, 金屬礦物と其產狀, 76~77. 昭 6.
- 2) 渡邊武男 地質學雜誌, 40, 125, 188, 昭 8.
- 3) 中野長俊 本誌, 6, No. 1. 22, 昭 6.

これによるものであらう。これ雲母(カオリンも)はカオリン核の添加生成物である故である。レピドロイト、フロゴピト、及び3價の鐵に乏しきか、或は之を欠く黒雲母の色はX線による圖像の検討に當つて、その各個の場合に唯一の説明を與へ、且つ同様な礦物の大なる群族(カオリン礬土珪酸物)に之を適用し得る如き假説を考察に加ふ可きを示す好例である。

著者の見解によれば、この種の雲母の色は、上述の構造に歸す可きものであるが、カオリンに就ては特別な説明を要する。

カオリン核が雲母にもカオリンにも存在す可きは上述の通りである。然し立體化學的平衡は原子が均様固相状態を成す場合に於ける原子の分布を表示する。而して固相状態の見地より見れば、雲母と長石とは、形態的に對蹠關係を表はすものである。即ちこれ等兩種の礦物は、化學的には極めて近接的なるにも係はらず、その構造に於ては著しき差違を示し、雲母に於ては一方にのみの劈開完全なる性質、即ち凝結力の特殊なる分布が明白であり、一見それ等の化學的近似を蔽ふに足るものである。

雲母及びカオリンの特徴を成す他の性状は、長石及び之と立體化學的に類似する礦物には存在せざる水(H原子)である。これはA根中に存在し、而かもその機能の不明なるものに屬する。

カオリン及び雲母に於ける斯の如き水に相當する原子の位置は、X線圖像に於ても之を精確に決定する事が出来ない。立體化學的X線圖像に於けるその位置の問題は極めて重要である。

更に雲母及びカオリンの立體化學的X線圖像は、未だ經驗的構成とは稱し難い。これ等は長石型のそれと比較する事が出来ず、その模型及び範式は餘りに理論的で、且つ猶ほ實驗的確定を要するものである。

然し斯の如き構成の或るものに就き著者の見解を述べよう。L. Pauling

の X 線圖像に於ては、滑石、蠟石、金雲母、白雲母、マルガリド、綠泥石、カオリン、蛇紋石、ブルキト、ヒトラルヂリト等の礦物の構造の化學的類似が認められる。然し斯の如き雜多なる礦物を連結す可き何等の化學反應も存在しない事實を考へなければならぬ。カオリン性物(星印を附せるもの)は、その分解によつてカオリンを生成する。また蛇紋石、滑石、ブルキト間には生成的反應が存在するが、然し滑石、ピロフィリト、金雲母、白雲母、マルガリト等の間には、概して化學的見地より云へば甚しき差違が認められる。

然し之等の礦物は凡て次の如き共通性を有して居る。即ちそれ等の劈開は完全であり、結晶は劈開に添ふて扁平狀を呈し且つ構成水に富んで居る。斯の如き礦物は、その化學機能の不明なる水酸基團を形成する水を含むものと思はれる。

雲母及びカオリン水の機能を、その化學反應によつて研究し、また立體化學的 X 線測定の構造に於けるその位置を決定する事は、二つの緊要なる問題である。

今こゝにこの問題を取扱ふ事は著者の意圖ではないが、然し之等の礦物に於けるカオリン核の形狀を、長石のそれと對比して論ぜんとする場合に、この酸基の化學的特性を考慮せざるを得ない。

一定方向に完全なる劈開を有する之等の礦物は、その固相に於て X 線分析によつて知らる可き構造上の特徴を有す可きであるが、然し未だ今日に至る迄、之が解答は與へられて居ない。

更に別種の化學機能が、結晶化學構造に於て考慮せらる可きである。これ即ち著者の酸性機能と稱するものである。

酸性(或は基性)の無水物の構造は、立體化學的 X 線圖像に於て、何等かの

1) L. Pauling, Proc. Nat. Acad. Washtn 578, 1930; W. L. Bragg, l. c. 1932, p. 73.

状態によつて、例へば水化物のそれと判然たる區別を示す可きである。

然るに化學性を異にする礬土珪酸の立體化學的 X線圖像を論ずるに當つて、何人もこの點に注意を拂はない。單に最も簡單なる組成物、複合無水酸水化物、その中性鹽のみに就て云ふも、分子内に於ける無水酸、水化物、鹽を分ち得ると同じ理由により、結晶構造内に於ても、之等の成分は立體化學範式によつて區別せらる可きである。

斯の如き化學機能が固相の方向系内に於ける原子の分布、及びその性狀に反映す可きは當然であり、例へば無水酸機能の礦物群は、固相に於てその特異なる化學機能を現はすものである。例へば珪線石 Al_2SiO_5 の K_2CO_3 に對する作用は、その融點以下の温度に於ては、全く石英のそれと同様であり、その際、 CO_2 を發生して加里の礬土珪酸鹽を生ずる。

斯の如きは甚だ多數なる類似の事實より、偶然に撰まれたる例に過ぎない。鹽(白榴石、正長石等)の化學性は明瞭に且つ著しく無水酸(珪線石、ルヴェリエリト)及び酸(カオリン粘土)等のそれと異なるものであると説く礬土珪酸の化學がある。然し誤れる結論に達せざらんとする限り斯の如きは考ひ難い。

斯の如く、ブラツグの考ふる如く、無水酸¹⁾の機能を論じて(而して鹽のそれは論ぜず)、之をアルミニウムの正乃至次珪酸鹽とは見做す可らざるものである。その既知の三つの構造(珪線石、紅柱石、藍晶石)の最も主要なる化學的事實は、それ等の酸性機能である。それ等が鹽基と合して鹽を生ずる事は、明らかにこの特性に關するものである。

アルミニウムの斯の如き特性は、礬土珪酸の立體化學的構造中に表現さる可きである。著者の見解によれば、この表現は判然之を認め得るもので

1) 前出. p. 2.

ある。これは斯の如き構造に於ける Al 及び Si 原子の著しき化學的類似に表現されて居る。Al(及び Fe^{III}) のこの性狀は、之と他の金屬とを區別するものであり、之等の元表は Werner の意味に於て化學的に猶ほ 1 個の補助原子價を有するものと思はれる。 AlO_4 , AlO_2 の如き立體化學的組成は、 SiO_4 , SiO_2 と同様に礬土珪酸物中に存在す可きである。而かもその可能性は單に Si, Al 兩原子が同形系に屬するの結果たるに留らず、酸性機能なる化學機能の類似によるものである。結晶構造の核團に於て、Si と Al の原子を交換し得可き可能性は、 Al_2SiO_5 , $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_7$ 等の無水酸の生成に於て最も明白に表はされて居る。これはヘルリッゲルの格子核の一つの場合であり、その深奥なる一般的研究により、甚だ興味ある結果に達し得可きである。

この目的に對し、研究を要する主要點は次の疑問である。Al (及び Fe^{III}) は、カオリン核(或は一般の礬土珪酸の場合)に於て、2價の金屬(例へば Mg)によつて交代し得るか？

著者の見解によれば、この事は可能性に乏しく、化學的に不可能とさへ思はれるものである。既に研究されたる場合に於ては——純粹、物理的均質、固溶液も包裹物も含まざる結晶の條件の下に於て——斯の如き事實は觀察されない。Al の Mg による交代の可能性それ自身は、一定條件の下に於ては礬土珪酸物中にありては不可能でない。一般に Mg の地球化學史は、珪素原子の存在に於て著しき特徴を示すが、之に關する研究は殆んど行はれて居ない。Mg の特性、例へばその Ca に對する比性は、礬土珪酸物にも於ても同様に現はれて居る。¹⁾

然しこれ等は特殊なる條件に於てのみ起り得るものである。例へばカオ

1) Geochemie 1930, p. 121.

リン性礬土珪酸への添加成物たる A 根に於ける Al は, Mg によつて交代され得るものである。

未だ研究の不充分なる分野に於ては, 勿論凡ての否定は慎重なる注意を以て爲さる可きである。礬土珪酸系水物のカオリン核に於ける Al の Mg による交代は可能性に乏しい。 $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_7$ の如き無水酸は純化學力によつて生成されるが珪酸苦土物は化學的に之と甚だ反對なるものと思はれる。斯様に, この特殊の場合に於ては同像混合の現象を考ふ可きでは無く, これは一の化學組成分の生成である。

斯の如く, 化學的見地による主要事實たる礬土珪酸物の生成は, X線分析による結晶構造に於ける Al と Si の立體化學的同一性に存するものである。これも之等の元素の酸化物の 酸性化學機能の同一性を, 別の形で表示するものである。

礬土珪酸水化物の化學的機能は, その結晶化學的構造にも同様に表示される可きである。吾人は現在, この機能が水の性狀(水酸基)に於て表示する可きを指示し得るに留まるものである。然し Belov¹⁾によつて得られたる膠狀カオリン酸の存在は, 固相に於ける 水酸基の酸性々狀の存在を決定するものであり, 膠狀カオリン酸に於ては, そのミセル(膠朧微粒子)の化學性が, 何等かの形式に於てこの結晶構造に表示されるものである。

新しき結晶化學の創設により, なほ一部は珪酸構造なる甚だ複雑なる化合物の理解の大なる進歩に基づいて起つた, 吾人の同像現象の見解に對する大變化に就て, こゝに數言を述べよう。

同像體に關する見解は變化する。然し結晶科學に於ては更に不安定の狀

1) N. V. Belov: Isvestija otd matem. i est. Nauk Akad. Nauk. P. 1932, str. 315.

態を示して居る。而して同像と見倣されて居る事實の一部が、全く別種の現象の結果であると云ふ事も、甚だ可能性に富むものである。例へば礬土珪酸無水物の如きは、この例に屬するものであらう。

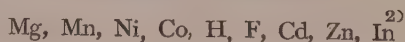
然し同像體に關する往時の見解が著しき變化を見るに至る可きは確實である。礬土珪酸の化學は、結晶化學に於てその流通を觀んとする新見地によつて更新せらる可きである。

その最も重要なものは、先づ第一に地殼の化學反應の研究より經驗的に推定されて、化學元素の同像群に與へらるゝに至る可き變化である。¹⁾ 結晶化學も理論的に整頓を見るには至らないが、甚だ重要な變化を茲に與へる。

地球化學的同像群は益々複雑となり、之に變化を與ふ可きではあるが、その存在の事實は依然として失はれない。これこの群系は經驗的の歸結であり、甚だ多數の精確なる觀察に訴ふるものであるからである。

茲に注意す可き重要な事は、敢て主張せんとするには非ざるも、他種の地殼現象の大集團、即ち生物地球化學に於て、この同像群系が崩壊し始めんとする事である。

例へばマグネシウムの甚だ重要な同像群系



に於ても同様である。これ等の同像系の改定に際し、上の事實を考慮に加ふ可きである。

1) W. Vernadsky, Istorija Mineralow Samnoi Korji I. (イストリヤ・ミネラロフサムノイ・コルキ) 1923, Abstr. 192.

2) W. Vernadsky, C. R. 175, 1922.

抄 録

礦物學及結晶學

3159, 結晶構造と重屈折との關係

Wooster, W. A.

結晶構造の既に判明せる礦物の光學性につきて調べたる結果次の如き事を知り得たり。(1) Layer lattice は hydroxyl groups を含むものを除きては光學的に負なり。(2) Chain-lattice に於ては、その chain が光軸に平行なる時は光學的に正なり。(3) CO_3 イオンの如き asymmetric groups よりなる lattice は強き重屈折を示し、又このイオン groups の配列方向がその正負を決定す。(4) SO_4 , ClO_4 , SiO_4 の如き symmetrical groups, 又は Symmetrical groups の three-dimensional network より成る lattice は重屈折弱し。されどある種の鐵及びチタニウム礦物の強き重屈折はその結晶構造の asymmetry に歸し得べからず。(Z. X. 80, 495~503, 1931) [渡邊新]

3160, Emplectite と Zinkenite

group. Palache, C, Peacock, M. A.

Saxony, Johanngeorgenstadt 産 Emplectite の測角を行ひ、次の如き事を知り得たり。striated zone を垂直にし、劈開面を $a(100)$ に平行なる如くすれば、此の結晶は斜方晶系に屬することとなり、 $P_0 = 0.8093$, $q_0 = 0.6389$, $a:b:c = 0.7894:1:0.6389$ 。この新らしき資料に依つて、Chal-

costibite との isomorphism の關係の確さを増せり、又 Zinkenite との關係も可成明となれり。(Am. Min. 18, 277~287, 1933) [渡邊新]

3161, 石英、螢石及び錫石の放射能暈輪

Ramdohr, P.

Wölsendorf 産石英, Hundshobmen 産イットリウム螢石及び西南阿 Arandis 産錫石等の放射能暈輪を記載し、その輪徑を測定せり。放射能は概してウラン系なれども、螢石には種々のものを觀察せり。Y は大なる Bremvermögen を有するため、その暈輪は普通螢石より小なり。Sn の atomare Bremvermögen は Schilling の曲線より外挿法にて求めたる値とよく一致せり。

| | 多色性 | 距離 | 放射能物質 |
|------|------------|------------|----------------|
| 石英 | O = 淡赤褐色 | 38.7 μ | RaC' |
| | E = 濃オリヅ褐色 | 25.8 | RaA |
| Y-螢石 | 褐紫色 | 33.9 μ | RaC' |
| | | 22.9 | RaA |
| | | 20.4 | RaEm |
| | | 18.3 | Po |
| | | 14.2 | $U_I + U_{II}$ |
| 錫石 | O = 淡褐色 | 24.2 μ | RaC' |
| | E = 濃紫褐色 | 14.7 | RaA |
| | | 12.2 | Ra |

(Neues Jb. BbD. 67, 53~67, 1933) [吉木]

3162, β -Zirkon の結晶構造 Burgers, W. G.

862°C 以上にて安定と考へられる β -Zirkon の結晶構造を研究するに當り 400 μ の厚さの Zirkon の棒を一種の加熱ランプにて熔融させ、それを各種の溫度に加熱せり。X線寫真撮影中も加熱ランプを廻

轉しつゝ加熱せり。結晶棒の加熱に必要な電流は1.5~3.5アンペアの間を變化せしめたり。約1140°(abs.)にて撮れる寫眞は体心立方格子よりなる構造を示し $a=3.61 \text{ \AA}$ にして二原子を含む。 $p=6.36$ なり。(Z. anorg. Ch. 205, 81~86, 1932)

〔高根〕

3163. Praseododium の結晶構造

Rossi, A.

本研究に使用せる結晶は PrCl_3 の熔融体を電解によりて得たるものにてX線分光學的研究の結果約1%以下の他の稀土類元素を含有することを知れり。化學分析の結果その純度は99.4%にして0.6%のC及Siを含めり。約1mm直径の棒狀結晶をCu線によりて研究し、 $a_0=3.657 \text{ \AA}$ 、 $c/a=1.62$ にして六方格子をなし二分子を含む。その比重は 6.765 ± 0.008 と決定されその原子位置は $\frac{1}{3} \frac{2}{3} \frac{1}{4}$, $\frac{2}{3} \frac{1}{3} \frac{3}{4}$ なり。(Atti. Linc. [6] 15, 298~300, 1932)〔高根〕

3164. AlF_3 の結晶構造(I) Ketelaar J. A. A.

ラウエ寫眞、廻轉結晶寫眞、粉末寫眞により研究して、本礦の菱形單位格子は $a_0=5.029 \text{ \AA}$, $\alpha=58^\circ 31'$ にして、之を六方單位格子にて表せば $a_0=4.914$, $c_0=12.46 \text{ \AA}$ にして 6AlF_3 を含み、その空間群は D_3^7 なり。菱形單位格子にて表せる原子位置はAlは uuu , $\bar{u}\bar{u}\bar{u}$, $u=0.237$, Fは $u\bar{u}\bar{o}$, $\bar{o}u\bar{u}$, $ou\bar{u}$, $u=0.430$ 及び $u\bar{u}\frac{1}{2}$, $\bar{u}\frac{1}{2}$, $u, \frac{1}{2}u\bar{u}=0.70$ にして本結晶構造はF原子の密充填の歪めるものと考へ得る構造なり。(Z. Krist. 85, 119~131, 1933)

〔高根〕

3165. KCNS の結晶構造 Kluy, H. P.

水溶液より晶出せしめたる小結晶を注意深く處理してラウエ寫眞及び廻轉結晶寫眞によりて研究せり。原子座標の決定に當りてはあまり變數多き爲め化學的條件及原子半径の大き等を參酌して決定せり。單位格子は $a_0=6.66 \text{ \AA}$, $b_0=7.58 \text{ \AA}$, $c_0=6.635 \text{ \AA}$, $\rho_{40}^{20}=1.886$ を用ひて單位格子中の分子數は4RNSにして、X線反射の考察よりその空間群は $C_{2v}^{5/2}$ 及び V_h^{11} の中 V_h^{11} が結晶構造と調和することを知れり。原子座標は別表の如し。

$$4K_u \left\{ \begin{array}{l} \frac{3}{4}, \bar{u}\frac{1}{2}\frac{1}{4}, \bar{u}\frac{1}{4}, \bar{u}\frac{1}{2}\frac{3}{4} \end{array} \right.$$

$$4N \left\{ \begin{array}{l} \frac{1}{4}v, \bar{u}\frac{3}{4}u, \bar{u}\frac{1}{4}v+v\frac{1}{2}, \\ 4C \left\{ \begin{array}{l} \frac{3}{4}\frac{1}{2}-v \\ u_K \equiv 0.25 \quad u_N = 0.080 \quad v_N = 0.400 \\ u_C = 0.205 \quad v_C = 0.280 \quad u_S = 0.385 \\ v_S = 0.105 \end{array} \right. \end{array} \right.$$

本結晶構造に類似すると考へ得る結晶の恒数を比較すれば次の如し。

| | $a_0 (\text{\AA})$ | $b_0 (\text{\AA})$ | $c_0 (\text{\AA})$ | 晶系 |
|---------------|--------------------|--------------------|--------------------|----|
| KN_3 | 6.094 | 0.094 | 7.057 | 正方 |
| KNCO | 6.007 | 0.070 | 7.030 | 正方 |
| KNCS | 6.66 | 6.635 | 7.58 | 斜方 |

(Z. Krist., 85, 214, 1933)〔高根〕

岩石學及火山學

3166. Myrmekite の異例と其成因

Hills, E. S.

普通 myrmekite は花崗岩質深成岩及び

熱的變成岩に限らるも、著者はVictoria産トスカナ岩中に myrmekite 構造を記載せり。本岩の斑晶をなす石英、微ペルト石及び斜長石は破碎作用を受け lacinear border を有し、斜長石には myrmekite の發達を見る。この構造は後期の迸出岩の接觸帯に多き事實より變成的起源に屬するもその物理化學的條件は岩漿狀態に類似せしものなり。諸礦物の共生關係は Vöyr-y-nen の提出せる説によりよく説明せらる即ち加里長石と鐵苦土礦物との反應による crystalloblastic developement により黒雲母の生ずる時斜長石及び石英が遊離し黒雲母石英の symplekite, dactylite の如き共生や myrmekite の異常なる共伴を生じたるものとせり。(Geol. Mag., 70, 294~301, 1933)〔吉木〕

3167, 岩漿及びペグマタイト中に成生せるアルカリ長石の化學成分に就て
Chudoba, K.

St. J. Thugutt (Arch. de Min. de la Soc. des Sc. de Varsovie 1, 59~77, 1926) 及び E. Zaniewska-Chlipalska (同上 7, 68~81, 1931) はペグマタイト中に成生せるアルカリ長石と岩漿内に成生せるものとは化學成分に一定の差異あることを報告せり。この 2 種の長石につきて統計的に研究せるに $R_2O : Al_2O_3 : SiO_2$ の關係に於て特殊なる差別を示さず。(Centralb. Min. etc. A. 260~273, 1933)

〔渡邊新〕

3168, ペグマタイトの諸型 Hess, F. L.

著者の提出せる定義によれば、ペグマタイトとは凝固岩漿に由來せる水溶液或

は該液と既存礦物との合同体より生じたる岩脈、脈或は變成岩塊として産出し、粗粒質不同に結晶し或は分泌せる礦物より成る岩石に對する一般的名稱なり。その成因により著者はペグマタイトを次の如く分類せり。

1. Dikes, (a) 花崗岩質, (b) 長石質
2. Veins, (a) in insoluble rocks, (b) in soluble rocks.
3. Metamorphic pegmatites, (a) 漸進的交代脈, (b) Pipes.

これら個々に就き説明し、就中諸原料礦物源として變成ペグマタイトに就て詳述せり。(Econ. Geol. 28, 447~462, 1933)〔吉木〕

3169, Kangasniemi 産球狀花崗岩
Beljankin, D. S., Petrov, W. P.

著者等は本産地の球狀花崗岩の顯微鏡的並に化學的の礦物關係を詳細に記載しこの球顆的特質は aplite-pegmatite rock にも亦共通なることを特に強調せり。球顆中に存する斜長石は之を包む花崗岩中の斜長石より一層酸性なるは注意すべきことにして、前者は An 20% なるに對し後者は 30% なり。次に本球狀花崗岩の成因に關し一説を提出せり、即ち接觸變成作用の結果再生せる花崗岩々漿により接觸作用に伴ひ瓦斯放散の影響の下に於て生じたるものと推論せり。(Travaux de l'Acad. Sci. de l'Urss, 3, 21~37, (Résumé), 1933)〔吉木〕

3170, Jnverness-Skire, Raasay 島の橄欖石を有する蠻岩 Davidson, C. F.

この岩石はRaasy島の西岸に露出せり。主として basalt, crinonite, teschenite, picrite 及び僅少の granophyre の滑かなる礫よりなり、粗粒の砂質物にて固結さる。この砂質の部分は olivine 29.5, augite 24.5, feldspar 23, Iron ore 3, calcite 及び zeolitic matrix 20(%) より成れり。橄欖石は光學的に負, $2V=90^\circ$ (約), 屈折率 1.695 ± 0.005 にしてその外形は全く丸められ居るも、毫も分解の跡を示さず。(Geol. Mag. 70, 272~274, 1933)

〔渡邊新〕

3171, Ecuador 國 Cuenca 附近東部 アンデス變質岩 Sheppard, G., Bushnell G. H. S.

本紙の目的は Ecuador Andes の東部コルディレラに發達せるある變質岩の記載なり。Ecuador に於ける東部 Cordillera の少からざる部分は、時代不明の片岩より成る事は周知の事にして、Descauso の東部4軒の地點より Gualaceo El Ran 迄の全地域を占め、本地點以上は未だ踏査未了なり。變質帯の幅はおそらく40軒を越ゆべくその中本觀察は西部の25軒のみにして Cordillera の東斜面には觸れず。Colony 及び Sinclair 等の變質層に比し、本地域には深成岩觀察し得られず。然れども深成岩は本地域の更に東方には發達せるなるべし。又本紙に記載せると相似なる片岩が Gualaceo Descanso 帯以北に存在せばこれ等は其處に發達せる近世の熔岩下に被覆せらるべし。Descanso と Chicticay 間に於ける Critical part の19の薄片を作り各々に就き詳細なる記載を

行へり。(Geol. Mag. 70, 321~330, 1930)〔河野〕

3172, 英領エジプト Sadan の Kassala Province に於ける過鹽基性岩地域に就て Wilcockson, W. H. Tyler, W. H.

本地域最古の岩石は基盤片岩としての變質水成岩の Series にして大理石の薄帶を有し三地域に發達せる片岩、千枚岩の Series なり。鹽基性又は過鹽基性岩石の最も古きものは現今は變質せる斑樞岩、橄欖岩、Talc-Carbonate 岩 Quartz-Carbonate 岩等にして、基底片岩を貫通せるものゝ如し。西方には大小數多の花崗岩丘が觀察せられ又花崗岩は橄欖岩の東側にも侵入岩様体として出ず。南東部にはその成分閃綠岩より斑樞岩に至る大塊の岩石後期に侵入せり。それより遙かに擴大なる面積に亘り最近起源の黑色 Cotton 粘土の大堆積に依り被覆せらる。

(Geol. Mag. 70, 305~320, 1933)

〔河野〕

3173, 東部膽振國に於ける火山灰の分布に就て 浦上啓太郎, 山田忍, 長沼祐二郎

「北海道に於ける火山灰に関する調査」の第1報として發表せられしものにして、勇拂、千歳兩郡に堆積せる火山灰を表面より13層に區分することを得たり。その下部の7層は洪積世のものにして、上部の6層は沖積世のものなり。更に、上部6層中4層は樽前岳の噴出により、又1層は惠庭岳より、他の1層は有珠岳よりせるものなり。(火山, 1, (3)44~60, 昭8)

〔渡邊新〕

金 屬 礦 床 學

3174, 礦石の研究に film method の適用 Appel, J. E.

岩石及化石等の顯微鏡的組織を研究する場合に film method の用ひらるゝ事は既に周知の事にして、之は又 sedimentary iron ore 其他の沈澱礦床の礦石を研究する場合に役立つものと考へられて著者はこれ等の鐵礦石並びに滿掩礦石に對して nitrocellulose を以て film を作り良好なる結果を得たりと稱し、其方法につき詳述せるものなり。(Econ. Geol., 28, 383~385, 1933)[中野]

3175, Canada, Great Bear lake の輝銅礦々床 Riley, C.

礦床は Great Bear lake の Hogarth 島にありて、主なる礦石は塊狀輝銅礦と少量の斑銅礦及銅藍にして、花崗岩とは明瞭なる boundary を示せる礦脈礦床なり。脈石として石英及重晶石を伴ふ。

顯微鏡下に於いては上記の礦石の他に klaprothite ($3\text{Cu}_2\text{S} \cdot 2\text{Bi}_2\text{S}_3$) の微量を認むることあり。輝銅礦と斑銅礦は時には mutual boundary, graphic intergrowth 等を示せるものもあるも、種々の證跡より輝銅礦が斑銅礦を交代して生じたものなるべしと云ふ。石英脈石中には少量の赤鐵礦が存在し、礦床は初めに斑銅礦を形成したる後、次で輝銅礦を沈澱せしめ、鐵及硫黃は FeSO_4 として溶失し、次第に銅と硫黃を減少して遂に赤鐵礦が最後の stage に石英と共に現出せるものなるべ

しと云ふ。礦液の本源は附近の花崗岩より誘導せられたるものなるべしと推論せり。(Econ. Geol. 28, 496~501, 1933)

[中野]

3176, 東南 Manitoba 附近に於ける金、銅、ニッケル及錫礦床 J. F. Wright

礦床は火山岩中にある含金石英脈にして、金は自然金として石英の間隙中に又は黃銅礦其他の硫化金屬礦物中に見出され、特に礦脈中、石英の暗色を呈せる破砕帯に於て多量に見出さる。又一方磁硫鐵礦、ペントランダイト、黃銅礦、cubanite、等より成れる銅ニッケル礦床は安山岩中及 peridotite, gabbro 等と接したる凝灰岩層中に胚胎せり更に又錫礦は附近のpegmatite 中より錫石として回收せらると云ふ。(Canada Geol. Surv., B. 136, 1930)

[中野]

3177, Engels 及 Superior 兩礦床の地質礦床 Ch. A. Anderson.

Engels 及 Superior 地方の一般地質構造を概説し、Engels 礦床はこの地方に發達せる大なる batholith 中に胚胎し、Superior 礦床は quartz monzonite 中に於て上昇熱溶液によりて充填せられたる礦脈礦床にして次第に礦液の温度の下降に伴ひて生ぜる種々の礦物の phase を現出せり。主なる礦石は黃銅礦なり。(Univ. Calif. Publ. Dep. Geol. Bull., 20, 293, 1931)

[中野]

3178, Idaho, Boise Basin 地方の金礦床 Ross, C. P.

此地方は早くより砂金の產地として著名なりしが、其後再び礦脈礦床として再

生したる地方なり。此地方には quartz monzonite より成れる Idaho batholith が存在し、處々に aplite, lamprophyre, pegmatite 其他の多數の岩脈類が存在す。之等の岩脈中比較的新らしきものは之を

“porphyry belt” と呼び、主として金礦床と密接なる関係をもつものと考へらるこの porphyry belt を形成する岩石は dacite porphyry, rhyolite, granophyre, granite-porphyry 及種々の diabasic rocks 等にして、之等の dike と関係をもつ礦床は總て Tertiary 時代のもつと考へらる。

著者は更に Boise Basin の礦脈を大別して、

- (1) Idaho batholith と関係をもつもの、
- (2) 之よりも遙かに新らしく Miocene の岩脈を貫通せる者等に二大別し、之を更に細別して各 lode の種類と特徴を舉げて説明せり。主なる hypogene の金屬礦石は黄鐵礦、硫砒鐵礦、黄銅礦、galenobismutite, tetrahedrite, tennantite 等にして黄鐵礦中には微量の金を含有すれども大部分の金は自然金として之等の硫化金屬礦物に隨伴して現出せる hypogene origin のものなりと云ふ。著者は更に此地方の supergene process に就きても詳述せり。(Econ. Geol. 28, 329~343, 1933)

[中野]

石油礦床學

3179. 火山岩の油田 大村一藏。

現在の稼行油田の内北米テキサス中南部油田及び秋田濁川油田の二地方は世界

を通じて火山岩より石油の產出する例なり。前者は上部白堊紀時代に堆積と同時に噴出したる鹽基性岩(玄武岩?)熔流の變質したる蛇紋岩を油槽とするものにして、其空隙は二次的生成なり。後者は前者と同様に第三紀堆積時代に海底熔岩として熔出せるものにして、其岩質は前者と異なり石英粗面岩の浮石質のものなり而して油槽をなす泡窩は初次的のものなり。(石油時, 653, 441~444, 1933)

[八木]

3180. 瀝青エマルジョンの二態

Steinitz, E.

著者は道路材料の瀝青エマルジョンに關し, Willelmi (Strassenbau-Technik, 1, 10, 1932) の説を引用し、數多の實驗の結果を述ぶ。この種のエマルジョンは二種に分ち得可く、その 1 は水套 ($\text{H}_2\text{O}-\text{OH}$), 石鹼皮膜 ($\text{KOOC}-\text{CH}_3$), 瀝青(分散相)の如き構造を有し、他は水套(同上)、細粉狀固体、瀝青(同上)の共心構造を有するものなり。前者の石鹼は脂肪酸、樹脂酸、ナフテン酸等とアルカリより成るか、或はリグニン・サルフォ酸鹽、硫化油等の石鹼様の物質を含み後者は褐炭の硬ピッチの硝酸沈澱物等の如き固形物より成る。(Z. Petrol. 21, 6~8, 1933)[高橋]

3181. 紫外光線に對す瀝青物類の作用

Brucker, S., Meinhard, P.

筆者は石炭タールピッチ、石油ピッチ、ステアリンピッチ、モンタンワクス等の紫外光線に對する作用及び之等をベンゾール・ベンジン、 CCl_3 , CHCl_3 , CS_2 等に溶解せる場合の作用に就きて研究せり。石

炭タールピッチは螢光を有する暗紫色、石油ピッチは紫色を帯びたる螢光のある緑褐色、モンダンワクスは螢光のある暗紫色等を呈するものなり。尙之等を任意に混合せる場合には紫外光線によりてそれに相當せる光を呈するものなり。之等の瀝青物を以上の溶剤に溶解せるものに對しても特徴のある光を呈するものなり。以上の如く各瀝青物は紫外光線に對し特有の性質を示すを以て之等の特性によりて其瀝青物を判別し得るものなり。
〔Petr. 29, 10~13, 1933〕〔八木〕

3182, Oerlinghausen 附近のアスファルト Nieder, R.

Oerlinghausen 附近には Wealden の石灰質砂岩中に少量のアスファルトが存在す。而してアスファルトの成分は揮發分 47.39, 固定炭素 43.50% H 6.75 灰分 2.36 にして、比重 1.18, CS_2 に對する溶解度は殆どなく、黑色を呈し、硬度は 2.5~3 を有する焦性瀝青物に相當するものなり。而してその產出狀態より考案するに Wealden 及 Lias 層中の瀝青物より生じたるものゝ如く、地殻變動によりて母岩より移動したるものと推定せらる。その根源はアスファルトの特性によりても明かなる事實にして、炭化水素礦床の存在を推定し得られざるものなり。
〔Prakt. Geol., 41, 79~82, 1933〕〔八木〕

3183, 奉天附近の地下水に就て 外山四郎。

本論文は某重大任務を帶び北滿に出動するに先だち關東軍及び滿鐵の依頼により奉天附近地下水調査研究せる筆者の遺

稿なり。本論文には當地の地下水等深線圖及び地下水分析表あり、之等の結果より次の如く結論せり。(1) 當市の給水用井戸は地下水等深線圖の 1~2.5 m 等深線分布區域が最も適當なり。(2) 地下水動水傾斜の方向より考察するに皇姑屯附近より鐵西を経て南方概軍屯方面に至る間も地下水豊富なり。(3) 15m 内外と 100 m 内外の井戸の水質は相違し、前者は工場用及び飲料水に最も適す。(4) 城外にある 100 m 深所の水の工場用水として快適なるは pH 7 以上, O, SO_4 , Ca, Mg 等の小なるによるものなり。(5) 鐵西附近に於ても 115 m 以上の深さに掘り水止を完全にするときには工場用水として最適の水を得る見込充分なり。(6) 比較的惡質の水を淺所より出す地方にありても 100 m 内外の深所の水は工場用水として適當なるものなり。
〔地學, 45, 294~299, 1933〕〔八木〕

3184, 白雲質石灰岩の結核構造の成因 Tarr, W. A.

England の東岸なる Tunderland 附近の Permian 期の白雲質石灰岩には顯著なる結核構造が良く發達す。その形態に種々あり球形或は棒狀の集合等なり。その產狀並にそのものを研究せる結果によれば、之等の結核構造は主として化學的沈澱によるものと推定せらるゝものなり。細粒の石灰質泥土が初め物理的に硬化せる後、之等に龜裂或は節理を生じ、地下水の浸入を容易ならしめたるものと推定せらる。この際に各分離せる空隙に於て石灰が結晶して棒狀の結核構造を形成せる

ものと考へらる。而して白雲質石灰岩の球形結核は細粉せられたる白雲石中に前者と同様にして形成せられたる者なる可し。(Jour. Geol., 16, 268~287, 1933)(八木)

3185. 白土の分析と酸性及びアルカリ性礦部甫, 今井貞省。

各産地に於て、深さと共に試料を採取し分析せる結果によれば SiO_2 , CaO , CO_2 は下部に至るに従つて増加し, Fe_2O_3 , MgO は特に著しき増減を示さざるものなり。中性塩類による溶出量は Al_2O_3 が深さと共に減少を示し CaO , MgO が増加す。而して MgO の溶出量が大なるに従つてアルカリ性を呈するに至るものなり。アルカリ性白土に発見したるアルカリ性結晶物より推定するに、アルカリ性の原因は MgCO_3 の白土に吸着せらるゝ事によるものと推定せらる。酸性の原因は硫酸及び Al の有機酸塩によるものなる可し。(理研報 12, 448~455, 1933)(八木)

窯業原料礦物

3186. 塩基性平爐礦滓中の $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ の性質 Andersen, O., Lee, H. C.

平爐礦滓を構成する諸化合物中3石灰珪酸塩の研究結果を詳述せり。礦滓の徐冷部よりは0.5~3.0 mmの結晶を得べく、重液を以て分離せる試料は分析の結果86%の $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ と14%の不純物より成りそのうち12%は固溶体として含まるものなり。本化合物は單斜又は斜方晶系と考へられしが、著者の研究に於ては明か

に三方晶系に屬し、(0001)は良く發達し $+R(10\bar{1}1)$ 及び $+r(2021)$ を有す。軸率は $c:a=1.7730$ なり。急冷試料に於ては薄板狀晶癖を呈し、 R のみ現はる。硬度5~6、水に侵さるゝを以て α -monobrom naphthalene 中に於て測定せる比重は3.224なり。オリーフ色の清澄結晶を空氣中に於て 1000°C に1時間加熱すれば $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ 中に $2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ の結晶を生じ始め、 1400°C に於ては殆んど β - $2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ となり石灰を分離す。綠色を呈するは第一鐵化合物の固溶体として含まるゝに原因し、之を空氣中で熱すれば Calcium ferrite を生ず。従て低溫度に於て $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ 中に $2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ を生ずるはこの作用によるものと説明せり。薄片觀察によれば多色性及び双晶を見ず、單軸性に屬すれども、 $2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ を有するものは異常二軸性を呈す。屈折率は固溶体により Wright の與へし値より高く、又屈折率の分散性は次表の如く相當に大なり。

| λ | ω | ϵ |
|-----------|----------|------------|
| 535.1(Tl) | 1.733 | 1.728 |
| 589.3(Na) | 1.724 | 1.719 |
| 670.8(Li) | 1.714 | 1.709 |

猶 $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$ 結晶は反射顯微鏡に於ても識別上の特徴を有す。(J. Wash. Acad. Sci., 23, 338~351, 1933)(吉木)

3187. 北部 Idaho 産殘留粘土の成因 Tullis, E. L., Laney, F. B.

本地方に發達せる殘留粘土には2式あり、一は花崗岩及び變成岩より來り、他は玄武岩より生じたるものなり。片麻岩及

び片岩より來る粘土がカオリナイト結晶を特に有するは甚だ興味あることなり。著者は原岩礦物の變質狀態を詳細に觀察せる所によれば、長石は先づ絹雲母か或は等方質粘土物質となり次にカオリナイトに變ず。白雲母は絹雲母の階程を経てカオリナイトとなる。黒雲母は次第に光學性を變じ直接カオリナイトとなるか或は等方性物質($n=1.563\sim 1.59$)より漸次結晶質となる。カオリナイトの底面に對する消光角は 3° , $\alpha=1.561$, $\gamma=1.565$ とす。著者は諸事實を擧げて本粘土の成因を露天作用に歸せり。(Econ. Geol., 28, 480~495, 1933)[吉木]

3188, 大峠白土 西田一雄。

本白土の産地は福島山形兩縣の境界にあり、海拔1160mの高所に位す、その發見は既に古きも交通不便のため久しく世に出でざりしものゝ如し。大峠附近は石英粗面岩より成り、その一部が熱水作用により變質成生せるものが白土にして、其埋藏量は豊富なりと云ふ。化學分析の結果は SiO_2 67.63, Al_2O_3 29.49, Fe_2O_3 0.01, CaO 0.28, MgO 0.02, K_2O 0.24 Na_2O 0.29, Ig. loss 4.72 にしてパイロフィライト($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$)に該當せり。本白土加熱物の顯微鏡的觀察によればSK 4aまでは結晶狀態に變化なけれども、SK 11に於てその一部は變じ始め、SK 16に至りて全く結晶狀態を失ふ。耐火度はSK 30とす。(日本窯業大觀, 360, 昭8)[吉木]

3189, 磁器素地中の硝子に就て 近藤清治, 茂木今朝吉。

カオリン-長石-石英系及びカオリン-長石-礬土系に生ずる硝子相と磁器の性質との關係を求めんとし、10000目/cm²の篩を通過せる試料粉末を以て43種の三角錐を作り、之を1460°Cに加熱せる後微構造を觀察し硝子の屈折率を測定せり。燒成物は硝子、石英、ムライト、礬土及び黃色微斑點より成り、他に氣泡を存す。長石硝子及び粘土變化物中に生ぜしムライトは發達狀態に差異あり。硝子は同一試料に於ても性質は不均質にして屈折率も相當の範圍を示す。前記兩系の硝子の屈折率の變化を見るに石英含有系にては石英と共に屈折率は減少し、カオリンと共に増加す。長石は或範圍内に於て増加の傾向を有するも規則的ならず。アルミナ含有系にては礬土は屈折率を高め長石は却て之を低下せしむれども全体の關係は複雑なり。(窯協雜誌, 41, 453~468, 昭8)[吉木]

石 炭

3190, 瀝青炭の粘結、膨脹兩性質に對する問題に就て Broche H., Schmitz H.

Brennstoff-Chem. 13, 81, 1931より轉載されたるものにて、乾溜に於ける石炭の骸炭化狀態を支配すべきものは次の3種たる事を確定せるものなり。

1. 油性瀝青の粘結及び非膨脹性。
2. 固形瀝青の主に膨脹性。
3. 殘炭の瀝青部分附加の後軟化する傾向。

(Fuel, 12, 47~51, 1933)[鶴見]

3191, 石炭の反應性——過マンガン

酸數 Heathcoat, F.

著者の研究によれば石炭の Rank はそのアルカリ性 KMnO_4 溶液に對する反應性即ち著者の所謂過マンガン酸數より正確且つ容易に推定するを得べし。又この過マンガン酸數は石炭の分解點に於て變化するものなるが故に、分解溫度の測定にも用ふるを得べし。同一石炭層に於ける成分炭ビトレン及びデュレンの過マンガン酸數はピリジン抽出を抄略すれば極めてよく一致すれども、抽出を行ひ或は反應時間(正規の時間は1時間)を延長すれば明かに差異を生ずるものとす。

(Fuel, 12, 4~9, 1933)[鶴見]

3192, フセン及び木炭に於ける植物組織の變形 Bode, H.

フセンの山火事成因說に對する反對的根據として Jurasky の擧げたるものは次の三點なり。

1. 異れなる石炭類即ち褐炭及び瀝青炭中に存在せるフセンが總て裸子植物の殘骸よりなれる事。
2. フセン中に瀝青の存殘せる事。
3. フセンに残れる植物組織に第2次的變形の形跡の認めらるゝ事。

之に對し著者は裸子植物林の火事になり易き事及び裸子植物以外の植物殘骸よりなれるフセンの存在せる事より(1)を駁し、(2)に就てはフセン中に存在せる所謂瀝青は一種の該炭と認むべきものにて單に形態のみが瀝青の原形を保有せるに過ぎずと論じたり。(3)に對しては木片

を燃燒炭化するに際し未だ燃燒中に機械的作用を及ぼせば、成生木炭に残れる植物組織はフセンに於て屢々見るが如き異形を生ずる事實を肉眼或は顯微鏡的觀察より立證し反對せり。(Braunkohle, 31, 235, 1932.; Fuel, 12, 10~12, 1933)[鶴見]

3193. 純炭分の發熱量 Purdon, A., Saggirs, S.

從來の如く $H_o = \frac{100H}{100-a-b}$ なる式を用ひて實測の發熱量(H)より求めたる純炭分の發熱量(H_o)は石炭の灰分量(a)の増加に伴ひて差異を増すものなり。(bは水分)

此の原因として考へらるゝものは次の事項なり。

1. 石炭中に於ける成分炭混合の割合の變化。
2. 礦物成分の熱分解に於て吸收及び發散せる熱量の總和が零に非ざる事。
3. 所謂灰分と礦物成分との間に差異の存する事。

是等3つの事項に關して實驗を行ひ或は從來の文献を引用して次の如く論じたり。

上掲の式を用ひて計算せる純炭の發熱量が上述の如き灰分量との關係を示す主なる原因は灰分と礦物成分との間に差異ある事なり。但し5%以下の灰分の場合にはその差により生ずべき誤差は極めて少く發熱量の測定に於ける實驗誤差の範圍内にあれども灰分多量なる時は礦物成分の測定方法は發熱量の正確なる計算と密接なる關係を有す。

礦物成分の測定方法として Mayer の方法は正確なれども煩雜なるを免がれず。故に同一炭坑の石炭に於ては Mayer の方法にて豫め礦物成分/灰分の比を定めおき週期的に補正すれば佳なり。斯の如き手数をかくる能はざる時は

$$H_0 = \frac{100 H}{100 - 1.13 a - b}$$

なる式を用ふれば大過なし。

(Fuel, 12, 40~46, 1933)[鶴見]

3194. 石炭乾溜中に於ける消費熱量に及ぼす吸濕性水分の影響 Anonyms.

第一次乾溜の瓦斯は石炭中の吸濕水分中5~8%を加熱系統より熱量を受くる事なく蒸發せしめ、此限度を超へたる水分は外部より熱を受けて始めて蒸發するものなり。その熱量は1gの水分に對し約1 kcal なり。故に從來乾溜熱の算出に使用されし計算方法は誤まれるものと考へざるべからず。

石炭を限界水分以下に乾燥する事は無用にして特に微弱なる粘結力を有する石炭に於ては乾燥は明かに不利なり。即ち石炭中の水は乾溜に際し初期の過熱を防ぎ粘結力の減衰を防止すればなり。

(Koppers Mitteilungen, 1932, or Fuel, 12, 139~143, 1933.)(鶴見)

参 考 科 學

3195. 金の中に擴散する銅の速度

Just, W.

金の中に擴散する Cu の速度を決定する目的にて Cu の棒に電氣メッキをなし

金の層に於ける格子恒数の變化をX線にて測定せり。その棒狀 Cu の大きさは 0.5 mm の直径にて、金層の厚さは量を測定して決定せり。それによれば金層の厚さは約 $4 \sim 12 \times 10^{-4}$ cm なりき。その實驗用の棒片は常に一定時間所要の溫度に真空中にて加熱したり。その資料をX線寫真にとれるに(511)よりの反射の距離が減少することを認め、金層の厚さ h 加熱時間より擴散恒数 D は $\frac{h}{4 \sqrt{Dt}}$ より算出し得たり。かくの如くして得たる D の對数を $1/T$ の函數として圖示すれば直線を得 $D = 91 \cdot e^{-\frac{27410}{RT}}$ なるを知れり。(Z. physikal. Ch. [B] 16, 123~128, 1932)[高根]

會 報 及 雜 報

七時雨火山鳴動? 8月29日附河北新報所載によれば、28日午後4時54分頃岩手縣二戸郡小島谷村奥中山地方に大なる鳴動を伴へる急激なる上下動あり、村民屋外に飛出せり。これより先き、8月24日及びその一週間前にも同地方に地震あり、福井盛岡測候所長の言として傳へるゝ所によれば、その震源は三回とも七時雨山とその東側の西嶽との界にあり、現場の狀況不明なれども、七時雨山は今より110年前(文政6年)噴火のために附近一帯大地震あり、被害甚だしかりしとの古文獻あれば警戒を要すと。

同後報によれば最初の二回は奥中山附近のみにて鳴動を聞けるが、三回目の鳴

動は花輪線龍ヶ森驛附近にも達せりと。

因は七時雨火山は東北本線奥中山驛の西方 10 km, 花輪線龍ヶ森驛の北東 12 km に近く, 陸中, 陸奥の國境に聳ゆる圓錐火山にして, 海拔 1060 m, その東側に西嶽を主とする山稜を半圓形にめぐらし, 地形圖上なほ二重火山の概形を示せど, 中央火口と見るべきもの明かならず, その南の山腹に七時雨温泉湧出す。この火山の活動に就ては, 大森博士の日本噴火誌には記載なく, たい附圖上に大体この山に當る位置に, 燒山として有史以來の噴火を傳ふる火山を記入せるも, 同火山に關する唯一の文献東國旅行談には

奥州南部領八戸ヨリ程近キ所ニ大畑村ヨリ登ル山ナリ峠マデノ道程三里半トイフ, 此山ノ絶頂ハ時トシテ一陽ノ火オコリ猛火焔々トシテ燃アガリ煙雲ヲ拂フ有様ナルガ又時イタレバ消テ常ノ如シ因テ燒山トイフ。

とあるのみにて活動の年代明かならず, 且つ八戸の附近とのみにて, その位置明かならず, 大畑なる村名は下北半島恐山の麓にあれど, 七時雨火山附近には之を見ず, 大森博士の大日本地震史料にも文政6年の地震の記事なく, 七時雨火山活動の古文献に就ては編輯者に於て明かならず。〔渡邊萬〕

金の市價 8月30日英京ロンドンに於ける金の相場は 1 oz 6 磅 9.5 志にして,

1 圓に就て 1 志 2 片 1/2 の爲替相場にて換算すれば 1 匁 13 圓以上に當る。又巴里にては 1 kg 17 法 150 に就き, 1 圓につき 4 法 82 にて換算すれば 1 匁 13 圓 32 錢 6 厘に當る。

米國にては 3 月 6 日金輸出禁止以來, その買上値段を 1 oz につき 20 弗 67 仙に据置の所, 新法令の發布によりて 30 弗近くまで引上げ得たることとなり。

須崎礦山産テルル金礦 下田の東方に位する同礦山は, 從來硫化鐵礦床としてのみ採掘せられたるが, 最近尾竹新坑三番坑に於て發見せられたる空洞面を被ふ暗灰色緻密の礦塊中には, 錫白色薄葉或は細脈狀の礦物と, 鉛白色細斑狀の礦物とを含み, 前者はテルル化金礦に屬し, 後者は天然テルル礦に屬するものの如く, その詳細は次號に發表せらるべし。

〔渡邊萬〕

金雞礦山産テルル含有礦物類 諏訪の南方金澤村地内にある同金山産礦石中にも, 屢テルルの反應あり。特に龜礦床黒褐色皮殻狀の二次的産物には, 硫酸によるテルルの反應と, 礫砂球によるマンガンの反應共に顯微著なれども, その礦物學的性質未だ明かならざりしが, 先般七瀧露頭にて余の採集せる標本, 並に龜礦床産礦石として村治廣祐山主より得たる標本中の銀白色礦物は, テルル着鉛礦として殆んど疑なきが如し。〔渡邊萬〕

本 會 役 員

| | | | |
|-------|---------|-------|-------|
| 會長 | 神 津 淑 祐 | | |
| 幹事兼編輯 | 渡邊萬次郎 | 高橋 純一 | 坪井誠太郎 |
| 庶務主任 | 吉木 文平 | 會計主任 | 高根 勝利 |
| 圖書主任 | 加藤謙次郎 | | |

本 會 顧 問 (五十順)

| | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|
| 伊木 常誠 | 石原 富松 | 小川 琢治 | 大井上義近 | 大村 一藏 |
| 片山 量平 | 金原 信泰 | 加藤 武夫 | 佐川榮次郎 | 佐々木敏綱 |
| 杉本五十鈴 | 竹内 維彦 | 田中館秀三 | 徳永 重康 | 中村新太郎 |
| 野田勢次郎 | 平林 武 | 保科 正昭 | 松本 唯一 | 松山 基範 |
| 松原 厚 | 若林彌一郎 | 井上禧之助 | 山田 光雄 | |

本誌抄録欄擔任者 (五十順)

| | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|
| 上田 潤一 | 加藤謙次郎 | 河野 義禮 | 鈴木廉三九 | 瀬戸 國勝 |
| 高橋 純一 | 高根 勝利 | 鶴見志津夫 | 中野 長俊 | 根本 忠寛 |
| 八木 次男 | 吉木 文平 | 渡邊萬次郎 | 渡邊 新六 | |

昭和八年九月廿五日印刷

昭和八年十月一日發行

編輯兼發行者

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本岩石礦物礦床學會

右代表者 吉 木 文 平

印 刷 者

仙臺市教樂院丁六番地

鈴 木 杏 策

印 刷 所

仙臺市教樂院丁六番地

東北印刷株式會社

電話 287番・860番

入 會 申 込 所

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本岩石礦物礦床學會

會 費 發 送 先

右會内 高 根 勝 利

(振替仙臺 8825番)

本 會 會 費

半ヶ年分 參 圓 (前納)
一ヶ年分 六 圓

賣 捌 所

仙臺市國分町

丸善株式會社仙臺支店

(振替仙臺 15番)

東京市神田區錦三丁目十八番地

東 京 堂

(振替東京 270番)

本誌定價(郵稅共) 一部 60錢

半ヶ年分 豫約 3圓30錢

一ヶ年分 豫約 6圓50錢

本誌廣告料 普通頁1頁 20圓

半年以上連載は4割引

The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

CONTENTS.

Petrographic properties of orbicular rock from

Minédéra-yama ... B. Yoshiki, *R. S.*

Petrogenetic consideration on the lower formations in the

Tsugaru-Matsumae oil-field (Secnd Report).....T. Yagi, *R. S.*

Preliminary note on the chemical studies of orbicular

rock from Minédéra-yamaY. Kawano, *R. S.*

Short article :

Micro-structure of bornite from the Ikuno mineO. Nakano, *R. S.*

Editorials and Reviews :

Vernadsky's hyphothesis on chromo-phoric

functions of kaolin neucleus(2)J. Takahazhi, *R. II.*

Abstracts :

Mineralogy and Crystallography. Relation between crystal structure and double refraction etc.

Petrology and Volcanology. Unusual occurrence of myrmekite and its significance etc.

Ore deposits. Application of film method on the study of ores etc.

Petroleum deposits. Oil fields in igneous rocks etc.

Ceramic minerals. Tri-calcium silicate from basic open hearth slags etc.

Coal. Some problems of caking and expanding properties of bituminous coals etc.

Notes and News

Published monthly by the Association, in the Institute of
Mineralogy, Petrology, Economic Geology,
Tôhoku Imperial University, Sendai, Japan.